

LILIAN CHAVEZ-KUS

MODELO DE FUNCIONAMENTO DO AQÜÍFERO ATUBA  
COM BASE EM PARÂMETROS ESTRUTURAIS E  
HIDROGEOLÓGICOS, MUNICÍPIO DE CURITIBA.

Tese apresentada como requisito parcial  
à obtenção do grau de Doutor, pelo  
Curso de Pós-Graduação em Geologia  
Exploratória, Departamento de Geologia,  
Setor de Ciências da Terra, Universidade  
Federal do Paraná.

Orientador:  
Prof. Dr. Eduardo Salamuni

Co-orientadores:  
Prof. Dr. Alberto Pio Fiori  
Prof. Dr. Bernd Lammerer (LMU)

CURITIBA

2008

Chavez-Kus, Lilian

Modelo de funcionamento do Aquífero Atuba com base em parâmetros estruturais e hidrogeológicos, município de Curitiba / Lilian Chavez-Kus. - Curitiba, 2008.

xxiii, 239 f.: il.; tab.; graf.; mapas

Tese (doutorado) - Universidade Federal do Paraná. Setor de Ciências da Terra. Programa de Pós-Graduação em Geologia.

Orientador: Eduardo Salamuni.

Co-orientador: Alberto Pio Fiori, Bernd Lammerer.

1. Aquífero Atuba. 2. Análise estrutural. 3. Análise morfotectônica. 4. Hidrogeologia. 5. Sistemas de informação geográfica. I. Salamuni, Eduardo. II. Fiori, Alberto Pio. III. Lammerer, Bernd. IV. Título.

CDD 22 551.49.

## AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar expresso os meus agradecimentos ao Prof. Dr. Eduardo Salamuni, orientador desde o mestrado. Incontáveis foram às discussões e diálogos enriquecedores, assim como as críticas construtivas que direcionaram meu aprendizado. Pesquisador e profissional dedicado, é com respeito e imensa admiração que externo minha satisfação em tê-lo como "Mestre" durante todos estes anos. O resultado desta pesquisa é fruto de inúmeras reflexões e trabalho em conjunto.

Ao hidrogeólogo Dr. Günter Kus, a quem muito admiro, agradeço pelas frutíferas discussões no âmbito da Hidrogeologia e Geoprocessamento. As sugestões enriquecedoras quanto às análises hidrogeoquímicas e de SIG foram essenciais, auxiliando o desenvolvimento desta pesquisa. Pela infindável empolgação e domínio das idéias, me orgulho por tê-lo como marido e companheiro de tantas "caminhadas".

O meu agradecimento também vai para o Prof. Dr. Alberto Pio Fiori (co-orientador), cujas observações concisas e sugestões sempre positivas desde o mestrado foram de grande incentivo.

Ao Prof. Dr. Sidnei Pires Rostirolla pela leitura crítica e valiosa no que tange à Geologia Estrutural e Aquíferos Fraturados, auxiliando a fase final desta pesquisa.

Ao geólogo Dr. Eduardo Chemas Hindi, professor por natureza, objetivo e sempre disposto a compartilhar a experiência, contribuindo para a melhoria das análises hidrogeológicas.

Ao co-orientador na Alemanha, Prof. Dr. Bernd Lammerer, fico grata pelas sugestões gerais e por ter sido tão bem acolhida no Department of Earth- and Environmental Sciences, Section Geology, LMU - München. A experiência adquirida ao acompanhar trabalhos de campo e excursões, na área da Tectônica dos Alpes, solidificaram meu conhecimento.

A Prof. Dra. Eleonora Maria Gouveia Vasconcellos, coordenadora da pós-graduação, e ao Curso de Pós-Graduação em Geologia Exploratória da UFPR pela oportunidade ofertada. Agradeço também a pesquisadora pelo auxílio na caracterização em campo e na descrição petrográfica do corpo intrusivo alcalino. Aproveito o momento para agradecer ao Prof. Dr. José Manoel do Reis Neto pelas discussões gerais.

Agradeço ao Prof. Dr. Elvo Fassbinder pela trocas de idéias e por partilhar sua experiência durante a monitoria nas aulas de campos realizadas no estágio supervisionado e correções de artigos.

Também sou grata a SUDERSHA e as construtoras de poços artesianos HIDROPEL, ACQUASUL, KUPERSUL, PERFUGEL e TECNOPOÇOS pela cooperação mostrada ao cederem gentilmente informações que possibilitaram muitas das análises realizadas. O meu sincero agradecimento também vai ao geólogo Carlos Eduardo Dorneles Vieira pelas dicas e disposição em compartilhar seu conhecimento prático.

À geóloga Dr. Maria Cristina de Souza e ao Prof. Dr. Rodolfo José Angulo pela convivência tranqüila e bem humorada como vizinhos de sala.

A todos meus amigos aqui não citados que mesmo a distância se mantêm presentes, mantendo o laço com a terra natal.

Agradeço em geral a todas as pessoas que me auxiliaram dentre elas, Eliane M. Stroparo, Milena Xavier Martins e Sarita Pavin.

À CAPES pela concessão de bolsa de doutorado no Brasil e pela Bolsa de Estágio de Doutorando no Exterior (Processo 1897047). Também agradeço a Universidade Federal do Paraná (UFPR) pelo apoio institucional.

Enfim sou extremamente grata a minha família no Brasil da qual me orgulho por pertencer. Pessoas participativas e solidárias sempre aptas a ajudarem em qualquer situação. Sendo este um trabalho individual e muitas vezes solitário, sem a amizade e o incentivo destes entes queridos talvez o meu crescimento não tivesse sido o mesmo. Não poderia deixar de mencionar minha família na Alemanha. A todos, meu muito obrigado.

Em especial dedico o meu trabalho a minha mãe Luiza.



# SUMÁRIO

|   |       |
|---|-------|
| ÍNDICE .....  | i     |
| RESUMO .....  | v     |
| ZUSAMMENFASSUNG .....   | vii   |
| ABSTRACT .....  | viv   |
| LISTA DE FIGURAS .....  | xi    |
| LISTA DE TABELAS .....  | xxiii |
| LISTA DE ABREVIATURAS.....  | xxiv  |
| LISTA DE SÍMBOLOS .....   | xxiv  |
| <br>  |       |
| 1 INTRODUÇÃO .....  | 1     |
| 1.1 Apresentação do problema .....                                    | 1     |
| 1.2 Localização da área de pesquisa.....                              | 2     |
| 1.3 Objeto de estudo e área de ocorrência.....                        | 3     |
| 1.4 Justificativa da pesquisa .....                                   | 4     |
| 1.5 Objetivos .....   | 4     |
| 1.5.1 Objetivos principal .....                                       | 4     |
| 1.5.2 Objetivos específicos.....                                      | 5     |
| <br>  |       |
| 2. MÉTODOS E MATERIAIS DE TRABALHO .....                              | 6     |
| 2.1 Análise Morfoestrutural .....                                     | 6     |
| 2.2 Análise Estrutural .....  | 7     |
| 2.3 Conectividade de Fraturas .....                                   | 8     |
| 2.4 Análises Hidrogeológicas.....                                     | 8     |
| 2.5 Aquisição da base de dados inicial.....                           | 9     |
| <br>  |       |
| 3 CARACTERIZAÇÃO REGIONAL E LOCAL DA ÁREA.....                        | 10    |
| 3.1 Complexo Atuba .....  | 10    |
| 3.1.1 Contexto Geológico .....  | 10    |
| 3.1.2 Características estruturais das rochas .....                    | 12    |
| 3.2 Bacia de Curitiba.....  | 12    |
| 3.2.1 Aspectos Geológicos .....                                       | 12    |
| 3.2.2. Aspectos Tectônicos e Estruturais da Bacia.....                | 14    |
| 3.3 Síntese da Tectônica nas rochas do Complexo Atuba e sedimentos da |       |

|   |     |
|---|-----|
| Bacia de Curitiba.....  | 16  |
| 3.4 Contexto Hidrogeológico no Município de Curitiba e região metropolitana.....      | 21  |
| 3.4.1 Aquífero Atuba.....   | 22  |
| 3.4.2 Aquífero Aluvionar .....  | 24  |
| 3.4.3 Formação Guabirotuba.....   | 25  |
| 3.4.4 Aquífero Karst.....   | 25  |
| <br>4. ANÁLISE ESTRUTURAL.....  | 27  |
| 4.1 Considerações gerais .....  | 27  |
| 4.2 Descrição dos elementos estruturais observados em campo .....                     | 28  |
| 4.2.1 Ponto 01 - Pedreira Central .....   | 29  |
| 4.2.2 Ponto 02 - Pedreira Maringá .....   | 44  |
| 4.2.3 Ponto 03 - Pedreira Inecol.....   | 53  |
| 4.2.4 Ponto 04 - Pedreira Pussoli .....   | 60  |
| 4.2.5 Ponto 05 - Pedreira Cesbe .....   | 67  |
| 4.2.6 Ponto 06 - Pedreira Transebra.....  | 74  |
| 4.2.7 Ponto 07 - Afloramento Cascatinha .....   | 75  |
| 4.2.8 Ponto 08 - Pedreira Tanguá.....   | 76  |
| 4.2.9 Ponto 09 - CIC (inclusive os pontos 20 a 26) .....                              | 77  |
| 4.2.10 Ponto 01 - Pedreira Marc .....   | 83  |
| 4.3 Apresentação dos padrões estruturais gerais .....                                 | 88  |
| 4.4 Análise Dinâmica e solução das tensões principais no Neógeno .....                | 91  |
| 4.4.1 Aspectos iniciais.....  | 91  |
| 4.4.2 Considerações teóricas gerais .....   | 92  |
| 4.4.3 Diagramas estruturais obtidos .....   | 94  |
| <br>5 ANÁLISE MORFOESTRUTURAL.....  | 103 |
| 5.1 Morfologia da área e hipsometria.....   | 103 |
| 5.2 Construção da rede de drenagens e dados base .....                                | 107 |
| 5.3 Domínios geomorfológicos .....  | 110 |
| 5.4 Padrão de drenagem em forma circular.....   | 115 |
| 5.5 Indicadores cinemáticos de drenagens com padrão em "Z" .....                      | 117 |
| 5.6 Análise da assimetria das sub-bacias formadoras da Bacia do alto Rio Iguaçu ..... | 121 |
| 5.7 Análise dos lineamentos com base no relevo, padrões e anomalias de drenagens..... | 125 |

|   |     |
|---|-----|
| 6 CONECTIVIDADE DE FRATURAS .....   | 133 |
| 6.1 Considerações gerais .....  | 133 |
| 6.2 Construção dos mapas de densidade e pontos de intersecção de fraturas .....                                   | 133 |
| 7 ANÁLISES HIDROGEOLÓGICAS .....  | 142 |
| 7.1 Estatística exploratória dos padrões gerais das variáveis<br>dos poços tubulares profundos .....              | 142 |
| 7.2. Padrões das variáveis hidrogeológicas dos poços tubulares por setores .....                                  | 146 |
| 7.2.1. Divisão regional da Matriz.....  | 147 |
| 7.2.2. Divisão regional de Santa Felicidade .....   | 151 |
| 7.2.3. Divisão regional do Portão.....  | 153 |
| 7.2.4. Divisão regional do Boa Vista .....  | 154 |
| 7.2.5. Divisão regional do Cajuru .....   | 155 |
| 7.2.6. Divisão regional do Boqueirão.....   | 156 |
| 7.2.7. Divisão regional do Pinheirinho.....   | 157 |
| 7.2.8. Divisão regional do Bairro Novo .....  | 158 |
| 7.3 Caracterização hidrogeoquímica .....  | 161 |
| 7.3.1 Contexto geral dos parâmetros físico-químicos em aquíferos fraturados .....                                 | 161 |
| 7.3.2 Influências dos litotipos na mineralização das águas subterrâneas<br>que circulam em rochas fraturadas..... | 162 |
| 7.3.3 Propriedades Físicas.....   | 163 |
| 7.3.4 Principais constituintes iônicos .....  | 165 |
| 7.3.5 Variáveis hidrogeológicas do Aquífero Atuba.....  | 173 |
| 7.3.6 Classificação das fácies geoquímicas das águas subterrâneas<br>no Aquífero Atuba .....                      | 176 |
| 7.3.7 Abordagem geral (Piper).....  | 177 |
| 7.3.8 Caracterização das fácies hidrogeoquímicas por meio de outros<br>gráficos estatísticos .....                | 186 |
| 7.3.9 Conclusões dos resultados.....  | 204 |
| 8. ANÁLISES DE SIG E INTEGRAÇÃO DAS INFORMAÇÕES .....   | 205 |
| 9 CONCLUSÕES FINAIS.....  | 221 |
| REFERÊNCIAS .....   | 227 |
| ANEXO 01 .....  | 235 |

|                |     |
|----------------|-----|
| ANEXO 02 ..... | 237 |
| ANEXO 03 ..... | 238 |
| ANEXO 04 ..... | 239 |

## RESUMO

O Complexo Atuba é um aquífero fraturado e constitui-se o principal sistema hidrogeológico da região de Curitiba. O objetivo principal da Tese é apresentar no todo ou nas partes um modelo hidrogeológico/estrutural de funcionamento para tal sistema. Como a circulação de água subterrânea se faz por meio de planos estruturais preferenciais que fazem parte de uma complexa rede de fraturas, as áreas mais favoráveis à ocorrência de água subterrânea foram definidas por meio de uma análise multicritério. O trabalho realizado em escala regional e de detalhe, baseou-se em ajustes e relações em ambiente de SIG, que permitiram uma análise integrada envolvendo estudos que englobam a determinação do parâmetro de intersecção das fraturas, interpretação e avaliação dos dados hidráulicos dos poços tubulares profundos e a caracterização das fácies hidrogeoquímicas das águas. Uma das inter-relações foi a de mostrar física e quimicamente a interdependência entre as diferentes variáveis. As tensões principais foram reavaliadas com base na análise da tectônica rúptil de dados cinemáticos e dinâmicos de falhas transcorrentes em afloramentos "chaves", empregando-se os métodos de Arthaud (1969), Angelier e Mechler (1977) e Turner (1953). As discontinuidades de maior importância para o modelo hidrogeológico são estruturas transcorrentes que formam freqüentemente planos conjugados no intervalo entre N30W e N30E e estão associadas às fraturas híbridas de direção próxima a N-S. Os diques de lamprófiros deslocados pelas famílias de fraturas anteriormente mencionadas servem como marcadores cinemáticos indicando que houve a reativação de um evento tectônico após a fase de magmatismo alcalino no Cretáceo Superior. Zonas de cisalhamento rúptil de baixo ângulo também causam intensa cominuição e cataclasamento de rocha basáltica. As falhas inversas, por sua vez, são seccionadas pelas estruturas transcorrentes associadas ao sistema N-S. Também como consequência desta tectônica há fraturas e planos conjugados formando o padrão em "X" nos sedimentos da Formação Guabirota. A relação entre as diferentes estruturas permite estabelecer uma cronologia nos eventos onde a reativação de falhas transcorrentes e geração de fraturas de partição e/ou híbridas associadas à tensão máxima N-S ocorre, no mínimo, a partir do Neógeno estando ativa até o tempo atual ou pré-atual. Segundo o modelo estrutural proposto, o ajuste que melhor se adapta aos planos de Riedel (1929) indica um binário com movimentação sinistral onde a tensão principal máxima ( $\sigma_1$ ) na horizontal está orientado para N-S, a tensão principal mínima ( $\sigma_3$ ) para E-W e a direção vertical é concordante com a tensão principal média ( $\sigma_2$ ). Pelo exposto, conclui-se que há um importante evento tectônico, provavelmente no Neógeno,

ligado a uma compressão da crosta na direção N-S de âmbito regional ou pelo menos no que tange o planalto de Curitiba. A deformação envolvida confirma e aprofunda a conclusão de Salamuni (1998) e Salamuni et al. (2004), da existência de um evento de deformação, no qual o  $\sigma_1$  está direcionado a N-S, cíclico em relação ao padrão tectônico esperado para as tensões principais da Placa Sul-americana, posicionadas na direção aproximada E-W (evento D2 - transpressional - de Salamuni, 1998). Paralelamente, as estruturas tectônicas de grande porte, assim como os demais lineamentos na área, foram identificadas ou reinterpretadas com base nas análises morfotectônicas, no modelo digital de relevo melhorado na escala de detalhe pela interpolação da rede de drenagens, inclusive e na imagem digital na escala regional (malha de 90 m). As falhas mestras, como a do Barigui, do Belém, do Passaúna e do Alto Iguaçu, são quilométricas, se estendem muito além do município de Curitiba e controlam a geometria do topo do embasamento. Depois de tratados os parâmetros geométricos das fraturas, realizou-se os cálculos de intersecção somente com as famílias associadas ao modelo estrutural proposto, cujos planos são os mais favoráveis para exploração de água subterrânea. Valores altos do parâmetro coincidem com valores altos de capacidade específica e vazão dos poços tubulares profundos, principalmente, nos cruzamentos das falhas mestras, como a do Belém e a do Passaúna. Oito fácies hidroquímicas foram caracterizadas e as mesmas estão fortemente correlacionadas às fraturas e aos litotipos presentes. Dentre estas, a mais representativa é a cálcio-magnésiana. Nas porções fraturadas onde a circulação da água é mais lenta, há trocas iônicas e o aumento gradativo na concentração do íon  $\text{Na}^+$ , seguido de  $\text{SO}_4^{2-}$ . O elemento fluoreto está relacionado às fácies de maior tempo de residência entre as fraturas. Os poços com alto teor de F- localizam-se onde não há o cruzamento das falhas mestras e quando há alta vazão ou média vazão a capacidade específica é baixa. Os resultados obtidos permitem caracterizar o Aqüífero Atuba como um corpo heterogêneo com comportamento distinto segundo pelo menos três níveis de profundidade e que apresenta a circulação de suas águas subterrâneas essencialmente controlada pela existência de falhas abertas profundas, nos domínios da respectiva bacia hidrográfica.

## ZUSAMMENFASSUNG

In der Stadtregion Curitiba spielt der als Kluftgrundwasserleiter fungierende Atuba-Komplex die wesentliche Rolle im Bereich der Grundwassernutzung. Zur Darstellung der prinzipiellen Funktionsweise dieses Grundwassersystems im Gesamten oder in Teilen soll ein kombiniertes hydrogeologisch-tektonisches Modell als Grundlage dienen.

Die Zirkulation des Grundwassers erfolgt entlang bevorzugter tektonischer Flächen, die Bestandteil eines komplexen Kluft- und Störungsnetzes sind. Die grundwasserhöufigsten Gebiete wurden dabei über Multi-Kriterien-Analysen ermittelt. Die Analysen wurden unter entsprechenden Anpassungen in einer GIS-Umgebung sowohl im Regional- als auch Detailmaßstab durchgeführt. Somit konnte eine integrative raumbezogene Analyse der Daten erfolgen. Dazu gehören insbesondere die Verschneidung und Parametrisierung von Klüften und Störungen sowie die Interpretation und Bewertung hydraulischer Daten aus Tiefbrunnen und die hydrochemische Charakterisierung der Grundwässer.

Zur Definition tektonischer Spannungsmuster wurden bruchtektonische sowie kinematische und dynamische Daten von Störungen (Blattverschiebungen) in repräsentativen Aufschlüssen nach den Methoden von Arthaud (1969), Angelier und Mechler (1977) und Turner (1953) analysiert. Aus hydrogeologischer Sicht sind die bedeutendsten tektonischen Diskontinuitäten Blattverschiebungen. Zusammen mit hybriden etwa N-S-streichenden Bruchstrukturen bilden sie häufig Flächenpaare im Intervall zwischen N30W und N30E. Die dabei lokal vorkommenden Lamprophyr-Gänge sind älter als die Blattverschiebungen. Sie werden deshalb als kinematische Marker eingesetzt und belegen eine Reaktivierung der tektonischen Ereignisse nach der alkalinen magmatischen Phase. Flache Scherzonen verursachten zusätzlich eine intensive Zerlegung dieser basaltischen Gänge, wobei die daraus resultierenden inversen Störungen durch die mit dem N-S-gerichteten System zusammenhängenden Blattverschiebungen gekappt werden. Infolge dieser Tektonik bilden Klüfte und Flächenpaare häufig ein „X“ in den Abfolgen der Guabirotuba-Formation. Über die Beziehung zwischen den Strukturen lässt sich eine Chronologie der Ereignisse ableiten in der wenigstens seit Beginn des Neogen bis zum Einstellen des derzeitigen Spannungsfeldes die Reaktivierung der Blattverschiebungen und das Auftreten der Dehnungsklüfte bzw. hybriden Bruchtektonik, verbunden mit der maximalen N-S-Spannung, stattfinden.

Das vorgeschlagene Strukturmodell weist mit der Einpassung in das Modell nach Riedel (1929) auf ein Paar mit sinistralen Bewegungssinn hin, in dem in horizontaler Richtung der

Vektor der maximalen Spannung (1) N-S, der Vektor der minimalen Spannung (3) E-W orientiert ist. Die vertikale Richtung ist konkordant mit dem Vektor der mittleren Spannung (2). Diese Interpretation fällt mit einem Ereignis zusammen, das nach Salamuni (1998) und Salamuni et al. (2004) als Phase D2 beschrieben wurde und ist für den regionalen Maßstab oder zumindest für die Hochebene Curitiba gültig. Daneben wurden insbesondere tektonische Großstrukturen sowie weitere Lineamente im Gebiet auf Grundlage morphotektonischer Analysen identifiziert oder neu bewertet. Hierfür wurde das Drainage-Netzwerk mit dem Digitalen Höhenmodell im Detail und im regionalen Maßstab modelliert. Die Hauptstörungen erreichen die größte Ausdehnung und bilden die längsten und breitesten morphotektonischen Elemente (Barigui, Belem, Passauna, Alto do Iguacu). Sie gehen weit über die Stadtgrenze Curitiba hinaus und kontrollieren die Geometrie der Grundgebirgsoberfläche. Nach Betrachtung der geometrischen Parameter des Störungsnetzwerkes wurden insbesondere die Schnittmengen der mit dem vorgeschlagenen strukturgeologischen Modell assoziierenden Lineamenten berechnet, um Flächen zu lokalisieren, die für Grundwasserexploration günstig erscheinen. Höhere Werte dieser Parameter fallen mit einer höheren spezifischen Leistung und einer höheren durchschnittlichen Entnahmemenge der Brunnen zusammen. Dies gilt prinzipiell für Gebiete, in denen sich die Hauptstörungen kreuzen, wie z.B. in Belem oder Passauna.

Aus hydrochemischer Sicht konnten insgesamt 8 Typen von Grundwässern charakterisiert werden, deren Eigenschaften u. a. stark mit den Störungsmustern und der Lithologie des Grundwasserleiters korrelieren. Zwischen ihnen erscheint der Typ Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Grundwasser am repräsentativsten. In geklüfteten Abschnitten, in denen geringere hydraulische Gradienten wirken und generell geringere Durchlässigkeiten zu vermuten sind zirkulieren die Wässer langsamer, was einen graduellen Anstieg an Natrium ( $\text{Na}^+$ ) und Sulfationen ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) zur Folge hat. Fluorid korrespondiert ebenso mit höheren Verweilzeiten der Grundwässer in den Klüften. Die Brunnen mit durchschnittlich höheren Fluoridgehalten können zwar überdurchschnittliche Entnahmeraten aufweisen, haben aber in der Regel niedrige spezifische Leistungsquotienten und befinden sich meistens jenseits der Bereiche, in denen sich die Hauptstörungen kreuzen.

Mit den Ergebnissen lässt sich der Atuba-Aquifer als heterogener Körper mit einem sehr unterschiedlichen hydraulischen Verhalten charakterisieren. Es wurden wenigstens 3 Grundwasserpotentiale beobachtet (höher oder nahe der Vorfluterbasis = NB, nahe bis etwa 40 m unter NB und mehr als 40 m unter NB). Diese deuten u. a. auf weit in die Tiefe hinab reichende offene Störungssysteme in den jeweiligen hydrographischen Becken hin.



## ABSTRACT

The Atuba Complex is a fractured aquifer and is the main hydrogeological system in the region of Curitiba (PR). The goal of this thesis is to present a hydrogeological/structural model for the system. As groundwater circulates through preferential structures that are part of a complex fracture network, the most favorable areas for groundwater existence have been defined through a multicriterion analysis. The work done at the regional and detail scale, based on adjustments and relations in a GIS (Geographic Information System) environment, allowed an integrated analysis that included determining lineament cross-point parameters, interpreting and evaluating hydraulic data from deep wells and characterizing hydrochemical groundwater types. One of the goals was to show the physical and chemical interdependence between different variables. The stress fields were reassessed based on the analysis of kinematic and dynamic tectonic data on strike-slip faults in "key" outcrops, using the methods of Arthaud (1969), Angelier and Mechler (1977), and Turner (1953). Strike-slip faults that frequently form conjugate sets between N30W and N30E are of particular importance for the hydrogeological model, and are associated with hybrid fractures of orientation near N-S. The lamproite dikes, displaced by these fracture sets, serve as kinematic markers, indicating that there was a tectonic reactivation after the alkaline magmatism phase in the Late Cretaceous. Low angle shear faults also cause intense fracturing and cataclasis of basaltic rock. The reverse faults, in turn, are sectioned by the strike-slip structures associated with the N-S system. These tectonics also produces fractures and "X" shaped conjugate patterns in the sediments of the Guabirotuba Formation. The relationships among the different structures allow us to establish a chronology in the events where the reactivation of strike-slip faults and generation of extensional and/or hybrid fractures are associated with the N-S maximum tension, starting at least in the Neogene and remaining active up to the current time or recently. According to the proposed structural model, the adjustment that better adapts to the classical Riedel fracture pattern (1929) is binary, with the main sense of displacement being a left strike-slip fault with maximum compressive stress  $\sigma_1$  in the horizontal oriented N-S, the minimum stress axes  $\sigma_3$  E-W, and the vertical direction being concordant with the vector of medium compressive stress,  $\sigma_2$ . Such an interpretation coincides with an event described as the "D2" phase by Salamuni (1998). This phase has a regional character, or at least refers to the Curitiba Plateau. In addition, the master faults, as well as the other lineaments in the area, were identified or re-interpreted based on morphotectonic and further surface (Digital Elevation Model, in regional and detail scale)

analysis, such as network drainage calculations. The master faults, Barigui, Belém, Passaúna, and Alto Iguaçu, control the surface geometry of the basement. They are kilometeric and extend out far beyond Curitiba. In general, the master faults are the longest and widest structures and have the largest displacements. After the geometric fractures parameters were considered, we calculated lineament cross-points, using the proposed structural model. Only the associated families of structures that are most favourable for groundwater exploitation were used. High crosspoint values coincide with high specific capacities and flow rates of water in deep wells, mainly at the intersections of master faults, such as Belem and Passauna. Eight groundwater hydrochemical types were grouped and characterized; they correlate strongly with the fracture pattern and rock types. Among these, the most representative groundwater composition is the hydrogencarbonated calcic and magnesium type. In fractured places where the water moves more slowly, ionic exchange occurs together with a gradual increase in the concentrations of  $\text{Na}^+$  and  $\text{SO}_4^{2-}$ . Fluoride is related to the water type with longer residence time within fractures. The wells with high concentrations of F- have medium or high flow rates, but lower specific capacities. They are mostly located where there is no master fault crosspoint. These results allowed us to characterize the Atuba Aquifer as a heterogeneous body with distinct behavior. At least three piezometric levels of groundwater were identified; they indicate deep open fault systems in the domains of the respective hydrological basins.

## LISTA DE FIGURAS

|  |    |
|--|----|
| Figura 1.1: Localização das principais vias de acesso na cidade de Curitiba e municípios circunvizinhos à área de estudo. Em vermelho foram representadas as rodovias federais. Os traços internos (em cinza) correspondem ao sistema viário principal.....                  | 3  |
| Figura 1.2: Área de ocorrência do Complexo Atuba (em cinza) e retângulo mostrando o novo recorte em uma escala de observação mais ampla.....   | 3  |
| Figura 3.1: Mapa geológico da Bacia de Curitiba e arredores (fonte SALAMUNI, 1998) .....   | 11 |
| Figura 3.2: (a) Mapa de localização das principais bacias tafrogênicas do sudeste e sul do Brasil, relacionadas ao “Rift da Serra do Mar” (mod. SCHOBENHAUS et al., 1984); (b) Mapa litoestrutural simplificado da Bacia de Curitiba e arredores (mod. SALAMUNI, 1998) ..... | 15 |
| Figura 3.3: Mapa simplificado com as principais zonas de falhas no Estado do Paraná (mod. ZALÁN et al. 1990) .....   | 17 |
| Figura 3.4: Fase D1 .....  | 18 |
| Figura 3.5: Posição dos tensores durante a fase D2: (a) Falhas transcorrentes; (b) Falhas inversas .....   | 18 |
| Figura 3.6: Posição dos tensores durante a fase D2’ .....  | 19 |
| Figura 3.7: Arranjo dos tensores a partir do Neógeno. (a) Tensor principal E-W; (b) Binário dextrógiro com compressão N-S; (c) Binário sinistógiro com compressão N-S.....   | 20 |
| Figura 3.8: Unidades hidrogeológicas adjacentes aos aquíferos fissurais no leste paranaense (mod. SUDERSHA 2007).....  | 22 |
| Figura 3.9: Nível de base dos principais rios formadores da Bacia do Alto rio Iguaçu.....  | 24 |
| Figura 3.10: Diagrama de Piper realizado para as águas das fontes das bacias dos rios Fervida, das Onças, Água Comprida e Tumiri (fonte: HINDI, 1999) .....  | 26 |
| Figura 4.1: Mapa litoestrutural geológico simplificado e localização dos pontos de afloramentos visitados em campo .....   | 28 |
| Figura 4.2: Mapa localização dos pontos de afloramentos, bairros e principais vias de acessos .....  | 29 |
| Figura 4.3: (a) Injeções Quartzo-feldspáticas; (b) Foliação cortada por veios de epidoto.....  | 30 |
| Figura 4.4: (a) Porções do lamprófiro ricas em biotita e cristais centimétricos de carbonato; (b) Carbonato preenchendo fraturas; (c) Matriz fina alterada e mole, contendo piroxênio, biotita e vesículas preenchidas com carbonato .....                                   | 31 |
| Figura 4.5: Visão geral do afloramento onde estão posicionados os dois diques de diabásio e um terceiro corpo intrusivo alcalino, no centro da foto (A) e do croqui (B). .....   | 31 |
| Figura 4.6: As figuras A e B mostram um dique de lamprófiro ocupando a mesma zona intrusiva de um dique de diabásio.....   | 32 |
| Figura 4.7: Zona de falhas transcorrentes com cinemática horária que cortam dique de lamprófiro .....  | 32 |
| Figura 4.8: Estrutura cataclástica em rocha granitóide provocada por deformação rúptil.....  | 33 |
| Figura 4.9: Representação das rosetas e pólos máximos dos planos dos elementos estruturais do ponto 01: (a) Fraturas gerais; (b) Falhas normais e inversas e (c) Falhas transcorrentes. ....   | 34 |

|   |    |
|---|----|
| Figura 4.10: Desenho esquemático mostrando o padrão gerado pelo deslocamento de planos de falhas anti-horárias com componente de deslocamento inverso.....  | 35 |
| Figura 4.11: Desenho esquemático mostrando o padrão gerado pelo deslocamento de planos de falhas anti-horárias com componente de deslocamento normal.....   | 35 |
| Figura 4.12: (a) Espelho de falha e (b) e (c) Superfícies estriadas produzidas por falhas transcorrentes de direção NE/SW que seccionam os diques de diabásio.....  | 36 |
| Figura 4.13: Planos de falhas NE cortando rocha gnáissica caracterizam-se pelo grande porte, continuidade e superfície pouco rugosa das paredes.....  | 36 |
| Figura 4.14: Planos típicos gerados por falhas transcorrentes N-S apresentando padrão amendoado e que produz cisalhamento intenso gerando pó pulverizado nas fraturas.....  | 37 |
| Figura 4.15: Estrias de atrito e degraus indicando o movimento de falhas N-S no dique (movimentação anti-horária com componente normal) .....   | 37 |
| Figura 4.16: Exemplos da família de falhas transcorrentes NW produzindo cisalhamento nas rochas.....  | 38 |
| Figura 4.17: Seqüência de fotos mostrando estrutura plumosa em um plano NW, sendo cortada por falhas transcorrentes NE .....  | 39 |
| Figura 4.18: (a) e (b) Juntas tectônicas com continuidade lateral e que formam padrão regularmente espaçado; (c) Grandes planos espaçados, curvilíneos e de pouca continuidade lateral .....  | 40 |
| Figura 4.19: Grandes planos tectônicos subhorizontais formando padrão em X.....   | 40 |
| Figura 4.20: Fratura de baixo ângulo (falha inversa) gerando cataclasamento intenso em um dique de diabásio .....   | 40 |
| Figura 4.21: (a) Panorama mostrando famílias de fraturas verticalizadas N60-70W; (b) Detalhe indicando a ocorrência de diques de pequeno porte próximos a uma zona de cisalhamento intensa na mesma direção dos planos NW e (c) Juntas subhorizontais cortadas por falhas NW com movimentação sinistrogira normal. .... | 41 |
| Figura 4.22: Vista em planta de um sistema conjugado produzido por fraturas verticais NE e NW.....  | 41 |
| Figura 4.23: Vista em planta de um sistema conjugado produzido por fraturas verticais NE e NW: Sistema conjugado de fraturas subverticais cortando juntas subhorizontais .....  | 42 |
| Figura 4.24: (a) Sistema conjugado da família NE; (b) Mesmo padrão de fraturas NE entrecruzadas, porém, apresentando crescimento de epidoto com hábito fibroso entre os planos.....   | 42 |
| Figura 4.25: Falha normal identificada a partir de uma feição sigmoidal .....   | 43 |
| Figura 4.26: As estrias e degraus impressas sob uma superfície preenchida por epidoto e calcita indicam a cinemática da falha normal .....  | 43 |
| Figura 4.27: Planos amendoados, justapostos lembrando uma estrutura em flor .....   | 43 |
| Figura 4.28: Porção rompida de uma possível estrutura em flor negativa com plano principal na direção N5-15W/85SW .....   | 44 |
| Figura 4.29: Foto e croqui com a vista geral do local segundo uma seção N-S .....   | 44 |
| Figura 4.30: (a) Bandamento gnáissico deslocado por fraturas N62W/63NE; (b) Xenólito; (c) Ultracataclasito preenchendo fraturas NW .....  | 45 |

|   |    |
|---|----|
| Figura 4.31: (a) Veio de epidoto; (b) Porções pegmatíticas; (c) Cristais centimétricos de feldspato esverdeado (amazonita), quartzo bem formado e microclínio de cor rosa.....  | 45 |
| Figura 4.32: (a) e (b) Porções ricas em feldspato potássico; (c) Intercrescimento gráfico e micropertita.....   | 46 |
| Figura 4.33: Diagramas sinópticos para os planos de fraturas em geral: (a) Falhas transcorrentes; (b) Famílias E-W e (c) Intervalo N35W a N35E .....  | 46 |
| Figura 4.34: Diagramas sinópticos para as falhas normais.....   | 47 |
| Figura 4.35: (a) Grande falha transcorrente próxima à direção N-S que secciona o morro da Pedreira (a foto C é o grande plano N-S do croqui B) .....  | 47 |
| Figura 4.36: Sistema de fraturas N-S paralelas entre si que seccionam fraturas tectônica subhorizontais conjugada.....  | 47 |
| Figura 4.37: (a) e (b) Apófise de rocha básica deslocada por estrutura transcorrente N-S e NE. (c) Detalhe mais aproximado onde N-S e NE-SW caracterizam um conjugado.....  | 48 |
| Figura 4.38: Vista em planta do padrão conjugado formado pelas fraturas NW, N-S e NE .....  | 48 |
| Figura 4.39: (a) Zona de cisalhamento NW com padrão amendoado; (b) e (c) Estrias e degraus evidenciando movimento dextrógiro .....  | 49 |
| Figura 4.40: Sequência de fotos que mostra detalhe da circulação de água superficial nos planos transcorrentes ....   | 49 |
| Figura 4.41: (a) Plano curvilinear com epidoto de uma falha dextral NW-SE; (b) Falha dextral com estrias oblíquas no sentido inverso e (c) Falha NW-SE com paredes planas, contínuas.....                                   | 49 |
| Figura 4.42: (a) Estrutura em flor negativa na direção principal do plano N18E/58SE, caracterizando estrutura transtensiva; (b) Croqui que mostra os indicadores cinemáticos conforme os traços em amarelo (sigmóides)..... | 50 |
| Figura 4.43: Estrutura rúptil NE marcante em forma de "S" atravessada por uma estrutura N35W/68SE .....   | 50 |
| Figura 4.44: Falha anti-horária NE oblíqua com componente de deslocamento normal.....   | 51 |
| Figura 4.45: Falha transcorrente identificada a partir de estrias e degraus bem evidenciados na superfície do plano, cujo topo apresenta forma curvilinear .....  | 51 |
| Figura 4.46: (a) Grandes rampas relacionadas à falhas normais; (b) e (c) Planos amendoados com degraus de grande porte indicando a cinemática das falhas.....   | 52 |
| Figura 4.47: Estruturas tectônicas de mergulho baixo (20-30°) formando padrão X, seccionadas por fraturas da mesma família de uma falha N5E/85NW e planos N20E/69SE .....   | 52 |
| Figura 4.48: (a) e (b) Gnaiss granodiorítico epidotizado; (c) Porção leucocrática rica em microclínio e quartzo e (d) Faixa migmatizada com foliação de caráter mais dúctil .....   | 53 |
| Figura 4.49: (a) e (b) Faixas do gnaiss com porções pegmatíticas; (c) Sulfeto maciço na superfície de uma falha normal e (d) Calcita no plano de fratura de direção N40E/82NW .....   | 53 |
| Figura 4.50: Estereogramas para os planos de fraturas, falhas em geral e falhas transcorrentes.....   | 54 |
| Figura 4.51: (a) Degraus e estrias impressos sobre a superfície de um plano preenchido com epidoto; (b) Zona de cisalhamento rúptil marcante, cujos planos apresentam cristalização esparsa de calcita .....                | 55 |
| Figura 4.52: Falha anti-horária com componente inversa, aberta e com calcita no plano rugoso .....  | 55 |

|   |    |
|---|----|
| Figura 4.53: Planos transcorrentes são responsáveis pelo cisalhamento dútil intenso nos gnaisses do Complexo Atuba e corpos intrusivos: (A) e (B) Falhas sinistórgicas NE/SW que deslocam o dique de diabásio e produzem rejeito de até 7 m de largura e (c) Vista em planta da lavra da pedreira Inecol (Afloramento 03). .... | 56 |
| Figura 4.54: (a) Segundo a direção dos planos anti-horários que deslocam o dique e o gnaiss, ocorre gouge de falha e preenchimento com calcita; (b) Degraus e estrias marcantes evidenciam o movimento dos blocos; (c) Detalhe que mostra quartzo de falha e calcita na superfície das estruturas que seccionam a rocha .....   | 56 |
| Figura 4.55: (a) Falha anti-horária normal de direção N7W/78NE - N353/20°; (b) e (c) Sets conjugados formados pelos cruzamentos das direções NE/SW com mergulhos ora para SE ora para NW; (d) Fraturas com padrão em X geradas pelas direções NE/SW e NW/SE .....   | 57 |
| Figura 4.56: (a) Set de fraturas sistemáticas próximas a E-W e (b) Grande plano de falha oblíqua com componente normal e direção N85W/89SW com estria N275/35 .....   | 58 |
| Figura 4.57: Estrias e degraus indicando a cinemática de uma falha inversa com alto mergulho e direção N87E/70NW .....  | 58 |
| Figura 4.58: (a) Vista geral do local e representação das principais estruturas de mergulho médio a baixo; (b) Croqui e (c) Vista em planta de lavra. ....  | 59 |
| Figura 4.59: Foto e croqui ilustrando um grande plano de falha, provavelmente com cinemática normal .....   | 59 |
| Figura 4.60: Planos conjugados com padrão em "X" caracterizados pelo cruzamento das direções próximas a N30E/20SE e N25E/32NW.....  | 60 |
| Figura 4.61: (a) Set de fraturas sistemáticas de mergulho médio; (b) Detalhe que mostra porção diferenciada na rocha (faixa pegmatítica) .....  | 60 |
| Figura 4.62: Bandamento caracterizado por faixas milimétricas (foto a) a centimétricas (foto b) de níveis máficos, intercaladas com níveis leucocráticos e (c) Sulfetos em meio as biotitas. ....   | 61 |
| Figura 4.63: Bandamento gnáissico bem desenvolvido apresentando dobras centimétricas.....   | 61 |
| Figura 4.64: Foliação ultramilonítica (N56E/80NW) caracterizada por intensa segregação, estiramento e achatamento dos minerais.....   | 61 |
| Figura 4.65: Estereogramas para os planos de: (a) Juntas e/ou falhas e (b) Falhas em geral .....  | 62 |
| Figura 4.66: Sistemas transcorrentes que seccionam fraturas de mergulho baixo.....  | 62 |
| Figura 4.67: Plano de falha transcorrente anti-horária N-S que desloca o bandamento gnáissico .....   | 63 |
| Figura 4.68: Zona de cisalhamento NE-SW que secciona estruturas de mergulho baixo, bem como plano de falha transcorrente de direção N24E/72NW com padrão marcante amendoado e aberto .....  | 63 |
| Figura 4.69: Planos NE-SW com geometria curvilinear e padrão sistemático .....  | 64 |
| Figura 4.70: Estruturas em "V" gerada pelo cruzamento da direção NE-SW e família N25W/72NE .....  | 64 |
| Figura 4.71: Superfície do plano com calcita e sulfetos, cuja cinemática da falha com movimentação horária normal é marcada por sulcos profundos e degraus.....   | 65 |
| Figura 4.72: Planos de fraturas NW-SE com padrão repetitivo e conjugado. ....   | 65 |
| Figura 4.73: Zona de cisalhamento dútil marcante na direção do trend estrutural E-W....   | 65 |
| Figura 4.74: Estruturas em flor positiva de atitude N80W65NE a N70E/80SE .....  | 66 |
| Figura 4.75: Falha inversa de mergulho baixo (20-30°) seccionada por planos transcorrentes.....   | 66 |

|   |    |
|---|----|
| Figura 4.76: Intensa cataclase e cominuição da rocha na faixa onde ocorre a zona de cisalhamento de mergulho baixo de direção próxima a N60W/24SW ..... | 67 |
| Figura 4.77: Padrão em X formado pelas estruturas de mergulho baixo.....  | 67 |
| Figura 4.78: Faixas do gnaiss granítico com porções pegmatíticas .....  | 68 |
| Figura 4.79: (a) Planos de fraturas com mergulhos acima de 55°; (b) Falhas transcorrentes .....   | 68 |
| Figura 4.80: Representação dos planos de fraturas com mergulhos menores que 55° .....   | 69 |
| Figura 4.81: (a) e (b) Plano de falha anti-horária (normal) representando o trend de fraturas N30E; (c) Grande plano aberto de direção N20E/67SE.....   | 69 |
| Figura 4.82: (a) e (b) São planos subverticalizados marcantes no intervalo N45-60E, pouco rugosos e contínuos.....                                      | 70 |
| Figura 4.83: Planos conjugados onde a família NE é mais aberta que NW .....   | 70 |
| Figura 4.84: Padrão conjugado marcante no gnaiss granodiorítico .....   | 71 |
| Figura 4.85: Padrão conjugado entre estruturas de grande porte oblíquas .....   | 71 |
| Figura 4.86: Desenho esquemático com a vista panorâmica do afloramento. Em amarelo foi representada a projeção da zona de cisalhamento rúptil.....      | 72 |
| Figura 4.87: Zona de cisalhamento N20E/20NW e estrutura N20W/35NE formando padrão em X .....  | 72 |
| Figura 4.88: Detalhes mostrando a zona de cisalhamento cortando o grande dique de diabásio .....  | 72 |
| Figura 4.89: Detalhe mostrando planos de falhas transcorrentes NE e NW que cortam o dique de diabásio e a zona de cisalhamento subhorizontal.....       | 72 |
| Figura 4.90: Detalhe mostrando a rocha moída pela zona de cisalhamento rúptil cortada por planos NE/SW verticalizados .....                             | 73 |
| Figura 4.91: Estruturas NE relacionadas a planos transcorrentes, seccionando a zona de cisalhamento rúptil.....   | 73 |
| Figura 4.92: (a) Estereograma para os planos de fraturas em geral; (b) Representação das falhas .....   | 74 |
| Figura 4.93: (a) Diagrama sinóptico para as fraturas em geral; (b) Representação somente para os planos de falhas .....                                 | 75 |
| Figura 4.94: Bandamento gnáissico deslocado por planos de falhas de falhas NE/SW e N-S .....  | 75 |
| Figura 4.95: Falha transcorrente anti-horária de direção N40E/80SE e componente de movimento normal.....  | 76 |
| Figura 4.96: Vista lateral mostrando o bandamento gnáissico de direção N80W/80SW .....  | 76 |
| Figura 4.97: Padrão conjugado gerado por estruturas de mergulho baixo .....   | 76 |
| Figura 4.98: (a) Estereograma para os planos de fraturas em geral; (b) Planos de falhas .....   | 77 |
| Figura 4.99: Diagrama sinóptico que mostra a direção dos planos de foliação.....  | 78 |
| Figura 4.100: (a) Estereograma para os planos de fraturas em geral; (b) Planos de falhas .....  | 79 |
| Figura 4.101: Corpo intrusivo intemperizado seccionado por planos de fraturas de mergulho baixo e subverticais .....                                    | 79 |

|  |    |
|--|----|
| Figura 4.102: Blocos deslocados no contato das rochas do Complexo Atuba com os sedimentos da Formação Guabirota  | 79 |
| Figura 4.103: Planos de fraturas que cortam as rochas do Complexo Atuba e os sedimentos da Formação Guabirota  | 80 |
| Figura 4.104: Fraturas NW/SE subverticais e padrão em X gerado pelo cruzamento de estruturas de mergulho baixo   | 80 |
| Figura 4.105: (a) Plano de falha subhorizontal no contato do gnaiss com os sedimentos da Bacia; (b) Detalhe das estrias e degraus que marcam a cinemática da falha inversa de direção N20W/18NE  | 80 |
| Figura 4.106: Plano de falha inversa de direção N10W/52NE que desloca sedimentos da Formação Guabirota   | 81 |
| Figura 4.107: Set marcante de fraturas NW/SE e mergulhos empinados   | 82 |
| Figura 4.108: Zona de cisalhamento dútil marcante caracterizada por uma estrutura em flor negativa com plano médio próximo à direção N9W/84NE  | 82 |
| Figura 4.109: (a) Foliação milonítica de direção N30W/30NE caracterizada por estruturas Augen ou porfiroblastos assimétricos com cauda; (b) Estrutura granoblástica maciça   | 83 |
| Figura 4.110: Diagrama sinóptico para os planos de fraturas e falhas em geral  | 84 |
| Figura 4.111: Fraturas NW/SE repetitivas que seccionam uma zona de cisalhamento de mergulho baixo  | 84 |
| Figura 4.112: Foto com maior detalhe que mostra os planos subverticais NW-SE (detalhe B) que seccionam a falha inversa com mergulho de 22° para nordeste   | 84 |
| Figura 4.113: Plano de falha transcorrente de direção N40W/70SW com movimentação anti-horária  | 85 |
| Figura 4.114: Padrão em X conjugado formado pelo cruzamento das direções dos planos médios de fraturas N25W/62NE e N60W/60SW   | 85 |
| Figura 4.115: Sistema de fraturas de direção N-S, em geral abertas e repetitivas   | 85 |
| Figura 4.116: (a) Grande zona de cisalhamento de direção N88W/88NE; (b) Detalhe mostrando o contato brusco onde a partir do qual a rocha apresenta estrutura maciça  | 86 |
| Figura 4.117: Grande zona de cisalhamento inversa de direção principal N20W/30NE   | 86 |
| Figura 4.118: Planos estruturais curvados na base e no topo indicando o sentido de movimento da falha inversa de atitude N35W/25SW   | 87 |
| Figura 4.119: Estrutura oblíqua de direção N11W/56SW associada à falha inversa   | 87 |
| Figura 4.120: Padrão em X formado pelas direções médias  | 87 |
| Figura 4.121: Sistema de Riedel caracterizado pelas famílias N-S, NW/SE e NE/SW  | 89 |
| Figura 4.122: Estereogramas para os planos de fraturas que contém preenchimento: (a) Fraturas com calcita no plano; (b) Epidoto no plano; (c) Fraturas com ultracataclasito no plano   | 90 |
| Figura 4.123: Modelo teórico mostrando o arranjo dos planos das fraturas de 1º, 2º e 3º ordens (mod. MOODY e HILL, 1956)   | 93 |
| Figura 4.124: Arranjo dos planos estruturais tendo como base o modelo de Ruhland (1973): (A) Arranjo dos planos das fraturas de 1º, 2º e 3º ordens e (B) Diagrama de rosetas mostrando o intervalo de ocorrência das fraturas cisalhante e de tensão | 94 |



|   |     |
|---|-----|
| Figura 4.125: Configuração dos diedros compressivos e distensivos para falhas transcorrentes segundo o método ANGELIER e MECHLER (1977).....  | 95  |
| Figura 4.126: Símbolos empregados para representar os tensores de acordo com o método de Turner (1953).....   | 95  |
| Figura 4.127: Solução das tensões principais para a pedreira Central, segundo o método de Arthaud (op. cit.). (A) Falhas transcorrentes com componente normal: pólos dos planos e as estrias respectivas junto com o traçado dos pólos virtuais (PV) e plano médio (PM); (B) Pólos dos planos com as estrias das falhas transcorrentes inversas, assim como determinação dos PV e PM; (C) Solução final. .... | 96  |
| Figura 4.128: Construção de estereogramas com base nos métodos de Turner (1953) e Angelier e Mechler (1977) com o objetivo de definir o provável ajuste das tensões principais mais recentes ou pré-atuais: (a) Determinação das tensões principais para a pedreira Central com 42 medidas de falhas e estrias; (b) Solução obtida com 18 medidas. ....   | 97  |
| Figura 4.129: Determinação das tensões principais para a pedreira Maringá. ....   | 97  |
| Figura 4.130: Determinação das tensões principais para a pedreira Inecol. ....  | 97  |
| Figura 4.131 Determinação das tensões principais para a pedreira Pussoli.....   | 98  |
| Figura 4.132: Determinação das tensões principais para a pedreira Cesbe .....   | 98  |
| Figura 4.133: Determinação das tensões principais para a pedreira Transembra .....  | 98  |
| Figura 4.134: Determinação das tensões principais para o afloramento atrás do restaurante Cascatinha .....  | 98  |
| Figura 4.135: Determinação das tensões principais para a pedreira do Parque Tanguá .....  | 99  |
| Figura 4.136: Determinação das tensões principais para o afloramento no corte de estrada da Av. J. C. K. de Oliveira no bairro do CIC .....   | 99  |
| Figura 4.137: Mapa de localização da área de estudo com a visão integrada dos estereogramas obtidos na análise cinemática.....  | 100 |
| Figura 4.138: Ajuste das tensões principais com base na análise estrutural das falhas transcorrentes associadas ao sistema N-S, tendo como referência o modelo de Riedel (1929).....  | 101 |
| Figura 5.1: (a) Mapa hipsométrico sobreposto ao relevo sombreado (MDR reamostrado da imagem SRTM malha de 90 m e iluminação no azimute 270°); (b) Detalhe do mapa hipsométrico no município de Curitiba com base no MDR gerado com dados planialtimétricos na escala 1:10.000 (malha de 10 m e iluminação artificial no azimute 270°) .....   | 105 |
| Figura 5.2: Detalhe mostrando a presença de sedimentos da Formação Guabirotuba acima dos 940 m de altitude .....  | 106 |
| Figura 5.3: Cartas topográficas no município de Curitiba utilizadas para as análises em escala de detalhe .....   | 107 |
| Figura 5.4: (a) Drenagens extraídas do MDR reamostrado do projeto Shuttle Radar Topography Mission (SRTM, 2003); (b) Drenagens extraídas a partir da interpretação de fotolineamentos e dados altimétricos na escala 1:50.000 (fonte: SALAMUNI, 1998); (c) Drenagem gerada com base em fotolineamentos na escala 1:25.000 em MDR construído com dados altimétricos na escala 1:10.000 .....                   | 108 |
| Figura 5.5: Procedimento computacional seguido dentro do programa ARCGIS v. 9.1 (extensão Spatial Analyst Tools → Hydrology) para a extração automática das drenagens a partir de modelos digitais de relevo .....  | 109 |
| Figura 5.6: Indicadores cinemáticos de drenagem mostrando a possível atuação de falhas transcorrentes .....   | 111 |
| Figura 5.7: Canais de drenagens apresentando anomalias em arco ou em cotovelo.....  | 111 |

|  |     |
|--|-----|
| Figura 5.8: Padrão em treliça observado nas drenagens do domínio.....  | 112 |
| Figura 5.9: Domínios geomorfológicos interpretados a partir do MDR com malha 90 m e drenagens geradas com base em dados planialtimétricos nas escalas 1:50.000 e 1:10.000 (adaptado de SALAMUNI, 1998) .....   | 114 |
| Figura 5.10: Polígonos sobrepostos ao MDR sombreado (malha de 90 m e iluminação no azimute 270º) demarcando as principais anomalias circulares observadas na área .....  | 115 |
| Figura 5.11: (a) Anomalias circulares destacadas sobre as drenagens extraídas do MDR com malha de 90 m; (b) Detalhe 01: anomalia anelar onde ocorre o Granito Três Córregos; (c) Detalhe 02: lineações de relevo e anomalias circulares sobrepostas as drenagens interpretadas a partir da escala 1:50.000; (d) Detalhe 03: anomalia circular perturbada por estruturas tectônicas.....  | 116 |
| Figura 5.12: (a) Padrão de drenagem retangular; (b) Deslocamento de drenagem devido a fraturas paralelas; (c) Anomalia de drenagem em forma de cotovelo; (d) Exemplo de uma rede hidrográfica normal e outra perturbada por uma falha transcorrente dextral; (e) Feição geomorfológica produzida em drenagem em função de deslocamento de falhas normais (mod. BANKWITZ, 1992) .....   | 117 |
| Figura 5.13: Esquema mostrando o deslocamento produzido por falhas transcorrentes (mod. SCHUMM, 2000) .....  | 118 |
| Figura 5.14: (a) Indicadores cinemáticos de drenagem com padrão em "Z" traçados em preto sobre a rede hidrográfica da região; (b) Provável posição do tensor principal, de acordo com as anomalias; (c) Drenagem ajustada a planos de falhas dextrais; (d) Bloco diagrama mostrando a configuração de planos de falhas transcorrente dextrais no qual as drenagens podem estar se reajustando; (e) Vista em planta dos planos de Riedel segundo um binário sinistral e (f) Configuração geométrica de uma drenagem formando padrão em "S" sobreposta a estruturas tectônicas com movimentação anti-horária, a exemplo do que foi atribuído na área .....   | 119 |
| Figura 5.15: (a) Detalhe da área mostrando drenagem sobreposta ao modelo digital de resolução de 10 m; (b) Polígonos em preto demarcando a forma geométrica das cristas e prováveis estruturas tectônicas responsáveis pelos desvios do canal principal do rio Belém (traços em cinza) e (c) Visão ampla do município de Curitiba com a localização do detalhe "A" e com as feições geomorfológicas positivas de maior destaque.....   | 120 |
| Figura 5.16: (a) Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem - FABD ou FA (mod. COX, 1994); (b) Fator de Simetria Topográfica Transversa - FSTT ou T (mod. HARE e GARDNER, 1985).....   | 122 |
| Figura 5.17: Limite das sub-bacias (fundo em azul) da Bacia do Alto rio Iguaçu .....   | 122 |
| Figura 5.18: A área em cinza delimita o lado direito das sub-bacias evidenciando a simetria e/ou assimetria das mesmas conforme pode ser comparado com o traço em vermelho mostrando a posição da linha média representando o divisor da bacia, na situação de pouca ou nenhuma influência tectônica .....   | 123 |
| Figura 5.19: Os traços em preto representam as anomalias com padrão em "Z" e "S" e foram sobrepostos a linha média da drenagens. Os traços em vermelho simbolizam a linha média virtual dos divisores das sub-bacias. Os pontos e letras traduzem os valores numéricos obtidos para os cálculos de (FA) e (T).....   | 123 |
| Figura 5.20: Ajuste do campo de tensão recente de acordo com as direções dos lineamentos.....  | 126 |
| Figura 5.21: Visão integrada do ajuste que melhor se adapta ao modelo de Riedel e planos estruturais de maior significado na região de Curitiba." (A) Ajuste do campo de tensão mais recente com base na análise estrutural das falhas transcorrentes associadas ao sistema N-S do Complexo Atuba; (B) Lineamentos de relevo nas direções N70-90W e N70-90E; (C) Planos próximos a N-S (fraturas "T"); (D) Planos conjugados próximos a N30W e N30E (planos conjugados); (E) Lineamentos próximos a N50W (planos "X"); (F) Lineamentos próximos a N45-60E (planos "Y" e "P"); são aqueles que coincidem com a mesma direção da zona de cisalhamento transcorrente Lancinha-Cubatão. Os planos foram identificados com base no modelo de Riedel (1929)..... | 127 |
| Figura 5.22: (a) Domínios geomorfológicos, numerados de 1 a 8, sobrepostos ao MDR sombreado (iluminação no azimute 270º); (b) Principais estruturas tectônicas (traços em preto) sobrepostas às drenagens e aos domínios geomorfológicos. Os planos identificados na figura "B" com os círculos e números correspondem as seguintes  |     |

|  |     |
|--|-----|
| descontinuidades: (1) Falha do Passaúna; (2) Falha do Barigui; (3) Falha do Alto Iguaçu; (4) Falha da Serra do Mar e (5) Falha do Belém.....   | 129 |
| Figura 5.23: (a) Drenagens simplificadas extraídas de MDR reamostrado de USGS/NASA; (b) Traços de falhas sobrepostos as drenagens simplificadas; (c) Traços de falhas sobrepostos a drenagens extraídas a partir de dados altimétricos na escala 1:50.000 (detalhe 01) e MDR com malha 10 x 10 m (detalhe 02). Os segmentos identificados na figura "B" e "C" com os círculos e números correspondem as seguintes descontinuidades: (1) Falha do Passaúna; (2) Falha do Barigui; (3) Falha do Alto Iguaçu; (4) Falha da Serra do Mar e (5) Falha do Belém..... | 130 |
| Figura 5.24: Principais estruturas tectônicas de grande porte cruzando o Complexo Atuba na região do município de Curitiba e circunvizinhança. A espessura das linhas indica a ordem de importância estrutural dos planos (estruturas de maior destaque) .....   | 131 |
| Figura 6.1: Remoção de nós desnecessários e generalização dos segmentos.....   | 134 |
| Figura 6.2: Frequência dos lineamentos de acordo com um diagrama em barras e diagrama de rosetas. ....   | 134 |
| Figura 6.3: Esquema mostrando a área investigada e os lineamentos selecionados na análise de intersecção das fraturas.....   | 135 |
| Figura 6.4: Modelo conceitual do padrão das falhas mestras e estruturas em step (mod. KHANG et al. 2004).....  | 135 |
| Figura 6.5: Esquema que mostra o mapa de pontos gerado e grade circular correspondente, na qual cada nó contém as informações anteriormente descritas. ....  | 136 |
| Figura 6.6: Relação que mostra a dependência entre o raio e a densidade real e aparente (mod. ROHRBAUGH et al. 2002) .....   | 137 |
| Figura 6.7: (a) Malha circular; (b) Malha retangular.....  | 137 |
| Figura 6.8: Esquema que mostra o cálculo da densidade real e aparente (mod. ROHRBAUGH et al., 2002) .....  | 138 |
| Figura 6.9: (a) Detalhe mostrando os diferentes raios testados para realizar o cálculo de densidade de fraturas; (b) Mapa de contornos que mostra os valores obtidos para o parâmetro de densidade de fraturas utilizando o intervalo dos planos entre N45W a N45E.....  | 139 |
| Figura 6.10: (a) Grandes planos tectônicos sobrepostos ao mapa de contornos mostrando os valores obtidos para o parâmetro de intersecção de fraturas no intervalo N40W a N40E; (b) e (c) Comparação entre os mapas com os valores obtidos para o cálculo da intersecção para as fraturas no intervalos N45W a N45E e N65W a N65E .....   | 141 |
| Figura 7.1: Zoneamento do município de Curitiba de acordo com a divisão regional do IPPUC (2005).....  | 143 |
| Figura 7.2: Gráfico de setores em círculos onde pode ser visualizada a distribuição de uso dos poços tubulares profundos na cidade de Curitiba e circunvizinhança. ....  | 144 |
| Figura 7.3: (a) Profundidade (m) versus a frequência dos poços; (b) Relação da quantidade de poços pela demanda em um intervalo de anos.. ....   | 144 |
| Figura 7.4: (a) Frequência versus a profundidade dos poços (m); (b) Relação da quantidade de poços pela demanda em um intervalo de anos.. ....   | 145 |
| Figura 7.5: (a) e (b) Frequência das variáveis vazão (Q) e capacidade específica (Q/s) de acordo com intervalos de classes. ....   | 146 |
| Figura 7.6: Medianas das vazões por faixas de profundidades: (a) Poços com até 150 m de profundidade; (b) Profundidades maiores que 150 m.....   | 147 |
| Figura 7.7: Mediana da variável Q/s por faixa de profundidade: (a) Poços com até 150 m de profundidade; (b) Profundidades maiores que 150 m.....   | 148 |

|   |     |
|---|-----|
| Figura 7.8: Mediana da variável 1ª entrada de água por faixa de profundidade na região da Matriz: (a) Poços com até 150 m de profundidade; (b) Profundidades maiores que 150 m.....                           | 149 |
| Figura 7.9: Mediana da variável nível estático por faixa de profundidade na região da Matriz: (a) Poços com até 150 m de profundidade; (b) Profundidades maiores que 150 m.. .....                            | 150 |
| Figura 7.10: Mediana da variável nível dinâmico por faixa de profundidade na região da Matriz: (a) Poços com até 150 m de profundidade; (b) Profundidades maiores que 150 m. ....                             | 151 |
| Figura 7.11: (a) Valores da mediana da vazão dos poços tubulares profundos na divisão regional de Santa Felicidade; (b) Mediana da variável capacidade específica. ....                                       | 152 |
| Figura 7.12: (a) Mediana por bairro da variável 1ª entrada de água; (b) Medianas da variável nível estático. ....   | 152 |
| Figura 7.13: (a) Valores da mediana da vazão dos poços tubulares profundos na divisão regional do Portão; (b) Mediana da variável capacidade específica. ....   | 153 |
| Figura 7.14: (a) Mediana por bairro da variável 1ª entrada de água; (b) Medianas da variável nível estático para os poços situados na divisão regional do Portão .....  | 154 |
| Figura 7.15: (a) Valores da mediana da vazão dos poços tubulares profundos na divisão regional do Boa Vista; (b) Mediana da variável capacidade específica.....   | 154 |
| Figura 7.16: (a) Mediana por bairro da variável 1ª entrada de água; (b) Medianas da variável nível estático para os poços situados na divisão regional do Boa Vista.....                                      | 155 |
| Figura 7.17: (a) e (b) Mediana da vazão e capacidade específica por bairro na divisão regional do Cajuru.....   | 155 |
| Figura 7.18: (a) Mediana da variável 1ª entrada de água; (b) Mediana para os valores de NE (Setor Cajuru). ....   | 156 |
| Figura 7.19: (a) Mediana da vazão; (b) Mediana de Q/s por bairro na divisão regional do Boqueirão.....  | 156 |
| Figura 7.20: (a) Mediana da variável 1ª entrada de água; (b) Mediana para os valores de NE (Setor Boqueirão)...   | 157 |
| Figura 7.21: (a) Mediana da vazão; (b) Mediana de Q/s por bairro na divisão regional do Pinheirinho.....  | 157 |
| Figura 7.22: (a) Mediana da vazão; (b) Mediana de Q/s por bairro na divisão regional do Pinheirinho.....  | 158 |
| Figura 7.23: (a) Mediana da vazão; (b) Mediana de Q/s por bairro na divisão regional do Bairro Novo. ....   | 159 |
| Figura 7.24: (a) Mediana da vazão; (b) Mediana de Q/s por bairro na divisão regional do Bairro Novo. ....   | 159 |
| Figura 7.25: Modelo de zoneamento geoquímico vertical gerado pelas trocas catiônicas em zonas de lenta circulação de água subterrânea a maiores profundidades (mod. GAYSCONE e KAMINENI, 1993) .....          | 169 |
| Figura 7.26: Diagrama relacionando o dióxido de carbono em %, bicarbonatos e carbonatos em função do pH e temperatura a 101,324 kPa (mod. HEM, 1985).....   | 172 |
| Figura 7.27: Box-Plot que mostra a mediana encontrada para os valores de erro nas análises químicas.....  | 175 |
| Figura 7.28: Histograma com a distribuição nos valores de erro de EBI .....   | 175 |
| Figura 7.29: Histograma mostrando a correlação entre os parâmetros CE e TDS. ....   | 175 |
| Figura 7.30: Histograma mostrando a diferença nos valores entre os parâmetros CE e TDS .....  | 176 |
| Figura 7.31: Dados hidrogeoquímicos das águas subterrâneas do Aquífero Atuba representados no diagrama de Piper. A seta em vermelho no campo dos cátions mostra a tendência mais sódica nesta direção.. ..... | 178 |

|   |     |
|---|-----|
| Figura 7.32: Grau de mineralização geral (unidade: mg/L) para as águas do Aquífero Atuba. Na tabela ao lado os valores de SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> e F <sup>-</sup> estão acima do limite de potabilidade (VMP).....         | 179 |
| Figura 7.33: Médiana das razões iônicas rMg <sup>2+</sup> /rCa <sup>2+</sup> calculada para as diferentes fácies hidroquímicas do Aquífero Atuba. ....  | 181 |
| Figura 7.34: Gráfico que mostra as ocorrências de F <sup>-</sup> no município de Curitiba.....  | 182 |
| Figura 7.35: Correlação negativa entre os íons de fluoreto e cálcio. ....   | 183 |
| Figura 7.36: Correlação positiva entre os íons de fluoreto e sulfato .....  | 183 |
| Figura 7.37: Mapa com a localização das ocorrências de fluoreto no município de Curitiba .....  | 185 |
| Figura 7.38: Valores das medianas mostrando o grau de mineralização nas fácies hidrogeoquímicas analisadas. ....  | 187 |
| Figura 7.39: Gráfico Box Plot com os valores de pH observados. ....   | 188 |
| Figura 7.40: Ocorrências da espécie CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> nas águas subterrâneas do aquífero fraturado. ....  | 189 |
| Figura 7.41: Concentrações de cálcio nas fácies geoquímicas analisadas.....   | 190 |
| Figura 7.42: Teores de magnésio nas águas dos poços do Aquífero Atuba, Karst e Formação Guabirotuba. ....   | 191 |
| Figura 7.43: No gráfico observa-se no geral, exceto dois grupos, baixas concentrações de potássio. ....   | 192 |
| Figura 7.44: No gráfico observa-se, exceto dois grupos (7 e 8), baixas concentrações de Cl <sup>-</sup> (escala logarítmica) .....  | 193 |
| Figura 7.45: Dentre as oito fácies mais o Karst e a Formação Guabirotuba, as concentrações de nitrato são mais altas predominantemente no grupo 7 .....   | 194 |
| Figura 7.46: Escala logarítmica mostrando as concentrações de sulfato nas fácies analisadas. ....   | 195 |
| Figura 7.47: Gráfico mostrando tendência clara de aumento da concentração de sódio nas fácies associadas a maior tempo de residência.....   | 196 |
| Figura 7.48: Correlação dos cátions cálcio e sódio nos grupos de águas dos Aquíferos Atuba e Karst.....   | 197 |
| Figura 7.49: No gráfico verifica-se a distribuição da frequência das observações de fluoreto versus o ano em que a análise de água foi realizada. ....  | 198 |
| Figura 7.50: Gráfico mostrando tendência de aumento da concentração de fluoreto nas fácies associadas as águas com maior tempo de residência entre as fraturas em contrapartida com a depleção ou ausência nos demais grupos..... | 199 |
| Figura 7.51: Gráfico mostrando o caráter bicarbonático nas águas subterrâneas do Aquífero Atuba. ....   | 199 |
| Figura 7.52: Comparação entre os valores de dureza de carbonatos das fácies do Aquífero Atuba e do Karst. ....  | 200 |
| Figura 7.53: Valores da dureza total na fácies do aquífero fraturado, Aquífero Karst e Formação Guabirotuba.....  | 201 |
| Figura 7.54: Gráfico de correlação onde são observadas as diferentes espécies bicarbonatadas na região.....   | 201 |
| Figura 7.55: (a) Diagrama Stiff para as águas do Aquífero Karst; b) Águas de pacotes arenosos da Fm. Guabirotuba. ....  | 202 |
| Figura 7.56: Diagramas de Stiff para as fácies bicarbonatas sódico a sódico cálcicas.....   | 203 |

|   |     |
|---|-----|
| Figura 7.57: Diagramas de Stiff para as fácies bicarbonatas mista e com tendência magnesiana. ....  | 203 |
| Figura 7.58: Diagramas de Stiff para as fácies cloretadas e sob influência antropogênica. ....  | 203 |
| Figura 8.1: (a) Interpolação das cotas do topo do embasamento empregando o método da krigagem; (b) Variograma utilizado como base para os cálculos; (c) MDR (iluminação artificial no azimute de 270°) e estruturas principais sobrepostas ao mapa de isovalores do topo do embasamento.....  | 206 |
| Figura 8.2: Mapa de contornos com a superfície virtual que tangencia a altura do nível de base dos rios principais .....  | 207 |
| Figura 8.3: Perfil esquemático mostrando os agrupamentos dos poços tubulares profundos em relação ao nível estático e a altura do nível de base dos rios principais (sem escala).....   | 207 |
| Figura 8.4: (a) Mediana da profundidade dos poços tubulares com base no modelo de compartimentação vertical; (b) Mediana da variável Q (m <sup>3</sup> /h) e (c) Mediana da Q/s (m <sup>3</sup> /h.m).....  | 210 |
| Figura 8.5: (a) Grupo 01 - A, 01 - B, 01 - C e 01 - D: altura da cota do nível estático em relação ao nível de base (NB) dos rios principais; (b) Grupo 02 - A e 02 - B: altura do nível estático dos poços onde a cota absoluta de NE está -0,5 até -20 abaixo de NB; (c) Grupo 03 - A, 03 - B e 03 - C: poços onde o nível estático está posicionado abaixo de 30 metros do nível de base dos rios principais.....  | 211 |
| Figura 8.6: (a) Fácies hidroquímicas (04: maior tendência mista; 05 e 06: magnesiana; 07 e 08: contribuição antropogênica) sobrepostas ao mapa com o topo do embasamento; (b) Topo do embasamento e fácies hidroquímicas 1, 2 e 3 onde a concentração geral dos íons é controlada predominantemente pelas espécies iônicas sódio e bicarbonato; (c) Fácies 4, 5, 6, 7 e 8 sobrepostas sobre o mapa de isovalores das cotas das 1 <sup>o</sup> entradas de água; (d) Mapa de isovalores das cotas das 1 <sup>o</sup> entradas de água e fácies 1, 2 e 3; (e) Fácies 4, 5, 6, 7 e 8 sobrepostas ao mapa que representa a profundidade do nível estático (NE); (f) Mapa de isovalores do nível estático e fácies hidrogeomquímicas 1, 2 e 3..... | 212 |
| Figura 8.7: (a) Mapa com as principais estruturas tectônicas e os poços tubulares profundos onde o índice de coliformes totais medidos foi tolerável ou não potável; (b) Tabela com as principais informações dos poços numerados de 1 a 12 situados sobre uma estrutura de grande porte (ver figura ampliada em Anexo 6, em CD).....   | 214 |
| Figura 8.8: (a) Retângulo e polígono demarcando feição geomorfológica positiva segundo a qual foram observadas várias ocorrências de poços com baixa vazão; (b) Detalhe que mostra com maior aproximação tanto os poços improdutivos sobre a crista, quanto os casos com altas vazões dispostos preferencialmente sobre fraturas ou nos cruzamentos das mesmas (ver o círculo vermelho que delimita os casos mais notáveis).....  | 216 |
| Figura 8.9: Variável vazão (Q) e estruturas principais sobrepostas ao mapa de contornos com os valores de intersecção realizado para as fraturas no intervalo N45W a N45E. O polígono verde delimita uma área onde constatou-se grande número de poços improdutivos.....  | 217 |
| Figura 8.10: Área delimitada no “detalhe 01” da figura anterior (8.9) que mostra com maior aproximação a variável vazão (Q) e as estruturas principais sobrepostas ao do mapa de contornos com os valores de intersecção de fraturas. Ver a localização do poço mais produtivo no município.....  | 218 |
| Figura 8.11: (a) Pontos que representam a variável capacidade específica sobrepostos ao mapa de contornos com os valores de vazão dos poços tubulares profundos; (b) Variograma para variável vazão dos poços na direção N20E; (c) Variogramas para as direções N45W, N45E e E-W.....   | 219 |
| Figura 8.12: Detalhe na porção central do município de Curitiba que mostra a relação do fluoreto com as variáveis vazão (Q), topo do embasamento e estruturas principais.....   | 220 |

## LISTA DE TABELAS

|   |     |
|---|-----|
| Tabela 3.1: Característica das variáveis principais da água subterrânea do Aquífero Karst nas bacias dos rios Tumiri, Água Comprida, Fervida e das Onças, no município de Colombo (fonte HINDI, 1999) .....   | 26  |
| Tabela 6.1: Exemplo da estrutura da tabela gerada no cálculo de densidade e intersecção de fraturas por meio do script PL-DENS, empregando raio de 250 m. Onde: LENSUM: é a soma total do comprimento dos lineamentos; LENDENS: densidade do comprimento do lineamento dentro círculo, dividido pela área do círculo (unidade: km/km <sup>2</sup> ); CNTSUM: à soma total do comprimento dos lineamentos; CNTDENS: corresponde ao número total de lineamentos dividido pela área do círculo; INTERSECT: corresponde ao número total de pontos de intersecção dos lineamentos; INTERDENS: no de pontos de intersecção dos lineamentos divido pela área do círculo; 90~80 até 80~90 (azimute): correspondem aos valores em cada intervalo. .... | 136 |
| Tabela 6.2: Valores calculados para a densidade real e aparente nas áreas de amostragem do detalhe da figura 6.10. ....   | 139 |
| Tabela 7.1: Exemplos de águas subterrâneas típicas de aquíferos fraturados (mod. HAMILL e BELL, 1986).....  | 162 |
| Tabela 7.2: Comparação entre águas de granito e diorito na Carolina do Norte (fonte: LEGRAND, 1958).....  | 162 |
| Tabela 7.3: Minerais e íons que mais contribuem para a salinização das águas (fonte: COSTA, 1995) .....   | 163 |
| Tabela 7.4: Valores de condutividade elétrica para águas naturais .....   | 163 |
| Tabela 7.5: Classificação das águas segundo a dureza em mg/L de CaCO <sub>3</sub> (fonte: CUSTÓDIO (1983a).....   | 164 |
| Tabela 7.6: Teores normais de cálcio em água subterrânea ou sob possível influência antropogênica (fonte: SCHLEYER e KERNDORFF, 1992). ....   | 166 |
| Tabela 7.7: Intervalos de referência para os teores de magnésio (fonte: SCHLEYER e KERNDORFF, 1992).....  | 166 |
| Tabela 7.8: Fatores que influenciam na precipitação ou dissolução dos íons Ca <sup>2+</sup> e Mg <sup>2+</sup> .....  | 167 |
| Tabela 7.9: Intervalos de referência para os teores de K <sup>+</sup> (fonte: SCHLEYER e KERNDORFF, 1992) .....   | 167 |
| Tabela 7.10: Intervalos de referência para os teores de sódio (fonte: SCHLEYER e KERNDORFF, 1992).....  | 168 |
| Tabela 7.11: Teores estimados de sulfato em função de uma origem natural ou devido à influência antropogênica (fonte: SCHLEYER e KERNDORFF, 1992) .....   | 171 |
| Tabela 7.12: Teores de bicarbonato esperados a partir de sua origem geoquímica ou possível influência antropogênica (fonte: SCHLEYER e KERNDORFF, 1992).....  | 171 |
| Tabela 7.13: Relação entre o pH e os íons H <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> , HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> e CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> (fonte: FETTER, 1994).....   | 172 |
| Tabela 7.14: Fácies hidrogeoquímicas obtidas com a análise de Piper .....   | 179 |
| Tabela 7.15: Principais ocorrências com alto teor em fluoreto no município de Curitiba.....   | 184 |

## LISTA DE ABREVIATURAS

CE - Condutividade elétrica  
COMEC - Coordenação da Região Metropolitana de Curitiba  
1ª EA - primeira entrada de água  
ex. - exemplo  
IPPUC - Instituto de Planejamento Urbano de Curitiba  
IQD - Inverso da distância  
Log - logaritmo  
LMU - Ludwig Maximilians Universität - München  
MDR - Modelo Digital de Relevô  
NE - nível estático  
ND - nível dinâmico  
pg. - página  
Q - vazão  
Q/s - capacidade específica  
Qz - quartzo  
RMC - Região Metropolitana de Curitiba  
SIG - Sistema de Informação Geográfica  
VMP: Valor máximo permitido

## LISTA DE SÍMBOLOS

$\sigma_1$  - compressão máxima  
 $\sigma_2$  - compressão média  
 $\sigma_3$  - compressão mínima

T - fratura de partição  
R - plano sintético  
R' - plano antitético  
Y - direção principal de cisalhamento  
P - fratura sintética secundária  
X - fratura antitética secundária

← planos de Riedel (1929)

HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> - Bicarbonato  
Ca<sup>2+</sup> - Cálcio  
CaCO<sub>3</sub> - Carbonato de cálcio  
Cl<sup>-</sup> - Cloretos  
CO<sub>2</sub> - Gás Carbônico  
K<sup>+</sup> - Potássio  
F<sup>-</sup> - Fluor  
Mg<sup>2+</sup> - Magnésio  
Na<sup>+</sup> - Sódio  
NO<sub>3</sub><sup>-</sup> - Nitrato  
TDS - Sólidos totais dissolvidos  
SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> - Sulfato



# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1 Apresentação do problema

No município de Curitiba, o principal aquífero, registrado nas rochas do Complexo Atuba, trata-se de um sistema aquífero fraturado heterogêneo, cuja circulação de água subterrânea se faz através de descontinuidades estruturais preferenciais. Dentre as descontinuidades de maior interesse estão as estruturas rúpteis abertas, a exemplo das fraturas "T". Visto que a anisotropia da hidrogeologia do aquífero fraturado é um tema complexo, ajustes e hipóteses foram verificados com a finalidade de se compreender a sua configuração estrutural, responsável pelo modo de ocorrência da água subterrânea na região.

Para tanto foi realizada uma análise multicritério em escala regional e de detalhe em ambiente de SIG envolvendo o raciocínio, que tem por base a análise estrutural rúptil. Para a análise dos lineamentos regionais foi utilizada uma escala de observação maior que a inicial, já que o objeto de estudo e a extensão das descontinuidades estruturais de interesse vão muito além da área alvo escolhida. O novo recorte corresponde aos dados de elevação de terreno, convertidos em altitudes, com a resolução de 90 x 90 m, adquiridos do projeto Shuttle Radar Topography Mission (SRTM, 2003). Com base nesta imagem, em mapas litoestruturais, em anomalias de drenagem e formas de relevo, foram traçados os grandes alinhamentos estruturais, responsáveis pela compartimentação tectônica da área. Dada a importância que os eventos tectônicos recentes têm para a circulação de água subterrânea, foi realizada a análise morfoestrutural, possibilitando identificar anomalias morfoestruturais de drenagem, ainda não relatadas na área e que mostram o forte ajuste tectônico que vêm sendo exercido devido a estes esforços.

Por meio de ferramentas específicas encontradas no programa ArcView v. 3.2 e ArcGis v. 9.1, foi feito o tratamento dos lineamentos para então ser realizada uma análise de densidade e conectividade de fraturas.

A observação de indicadores geométricos e cinemáticos em afloramentos anteriormente ainda não visitados em campo foi essencial, possibilitando a hierarquização dos eventos tectônicos presentes. Com os dados estruturais de campo os resultados da análise feita de forma manual pelo método de Arthaud (1969) foram confrontados com os obtidos por meio do programa Stereonett v. 2.4 que utiliza os métodos de Angelier e Mechler (1977) e Turner (1953).

Nesta pesquisa foi dada grande ênfase à interpretação e avaliação dos dados dos poços tubulares profundos. Com base nos dados de nível estático e 1ª entrada da água, foram avaliadas as alturas potenciométricas com o intuito de se identificar os sistemas potenciais existentes. Tendo como referência os dados transformados em cotas altimétricas e o auxílio de uma superfície virtual no plano 2D, representando o nível de base dos principais rios da Bacia de Curitiba, os valores numéricos das profundidades das sondagens dos poços tubulares foram posicionadas espacialmente na vertical possibilitando o nivelamento e agrupamento da variável nível estático. Embora, o meio seja bastante heterogêneo, pode ser identificado um sistema potencial superficial, no qual os níveis estáticos medidos nos poços, mostram correspondência com o nível de base dos rios principais, assim como uma zona intermediária onde ocorrem diversas flutuações dessa variável. Já o comportamento diferenciado dos valores de nível estático em determinados poços, sugere a existência de um terceiro sistema ligado à presença de grandes fraturas responsáveis pela circulação e fluxo de água subterrânea em maior profundidade. Aliado a este terceiro sistema ocorrem valores anômalos de fluoreto. Na análise hidrogeológica foram identificadas e caracterizadas as fácies hidrogeoquímicas de água subterrânea presentes, buscando associar este resultado à trama estrutural da região. Na integração final das informações são apresentados mapas cruzando as variáveis hidrogeológicas com as estruturas principais presentes, assim como uma análise estatística exploratória dos dados relativos às sondagens dos poços tubulares profundos buscando auxiliar na gestão do aquífero fraturado.

Por último foram integrados os resultados em um sistema georeferenciado com intuito de indicar áreas de maior favorabilidade hidrogeológica para o município de Curitiba.

## 1.2 Localização da área de pesquisa

O município de Curitiba e regiões circunvizinhas correspondem a área alvo na pesquisa (Figura 1.1) e os principais acessos são as estradas federais (rodovias - BR na cor vermelha) e as vias principais, traços internos (em cinza).

Geologicamente a região abrange as rochas do Complexo Atuba e a Bacia Sedimentar de Curitiba localizadas na porção centro-sul do Primeiro Planalto Paranaense (Figura 1.2).

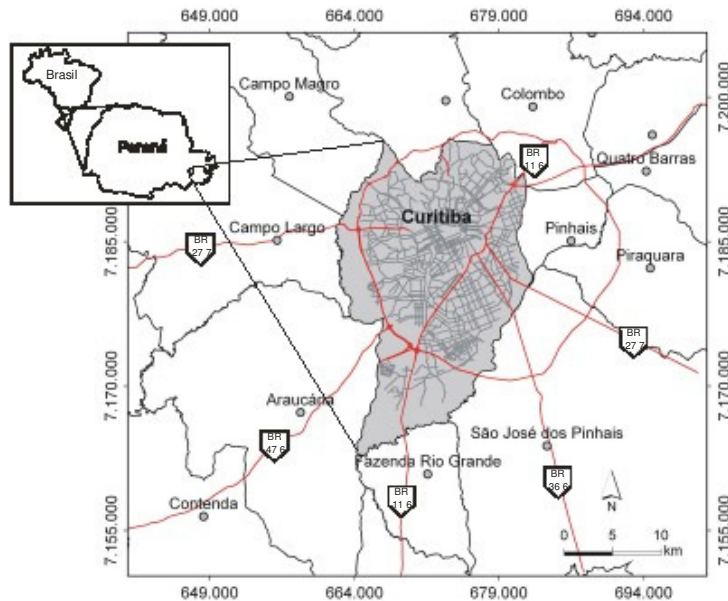


Figura 1.1: Localização das principais vias de acesso na cidade de Curitiba e municípios circunvizinhos à área de estudo. Em vermelho foram representadas as rodovias federais. Os traços internos (em cinza) correspondem ao sistema viário principal.

### 1.3 Objeto de estudo e área de ocorrência

Lateralmente o Complexo Atuba se estende muito além do município de Curitiba como é mostrado na área em cinza da figura 1.2. Por esta razão é utilizada adicionalmente na análise morfoestrutural das drenagens e de lineamentos, a escala de observação regional. Partindo da escala de observação regional até a escala de detalhe 1:5000, buscou-se identificar com maior precisão as estruturas de grande porte e demais feições morfotectônicas responsáveis pelo arranjo estrutural do aquífero fraturado do embasamento da Bacia, como será mostrado adiante.

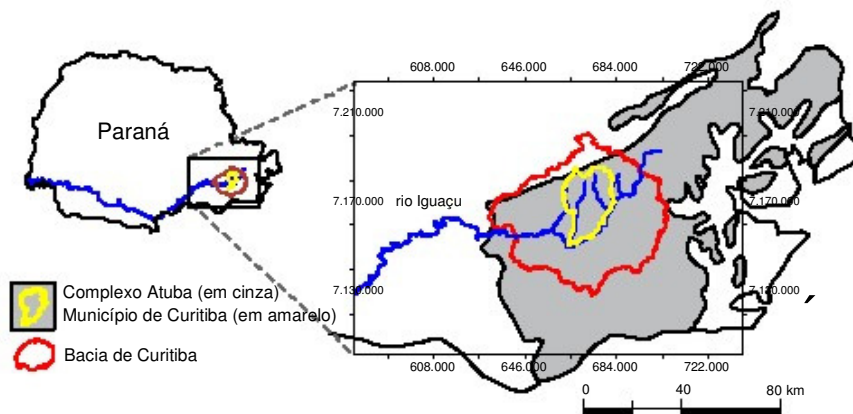


Figura 1.2: Área de ocorrência do Complexo Atuba (em cinza) e retângulo mostrando o novo recorte em uma escala de observação mais ampla.

#### 1.4 Justificativa da pesquisa

Embora as bases de investigação para realizar estudos sobre aquíferos fraturados não sejam propriamente novas, os mecanismos que controlam o funcionamento de sistemas desta natureza, a exemplo da área em questão, são até hoje uma lacuna no conhecimento geológico.

Na investigação inicial de Chavez-Kus (2003) foi realizada a construção de um banco de dados georeferenciados com informações estruturais e hidrogeológicas, além de terem sido identificadas as estruturas rúpteis e lineamentos de maior destaque em escala de detalhe. Nesta pesquisa buscou-se a compreensão dos mecanismos de funcionamento do aquífero em uma escala ampla, com base nas estruturas de grande porte e nas características hidrogeológicas, inclusive reconhecendo-se as características e o comportamento da água subterrânea que circula nas rochas fraturadas do Complexo Atuba.

Neste sentido, procurou-se resultados que aprimorassem o nível de conhecimento sobre os meios fissurais na região, pouco sistematizado, servindo-se inclusive de dados históricos e atuais, e a comparação entre eles, que permitiu a avaliação das mudanças ocorridas no meio.

#### 1.5 Objetivos

O objetivo principal da pesquisa é estabelecer, no todo ou em partes, um modelo hidrogeológico/estrutural de funcionamento para o aquífero fraturado do Complexo Atuba, buscando para tanto, indicar os parâmetros exploratórios de favorabilidade à ocorrência de água subterrânea na região.

Para atingir o objetivo maior, foram realizadas diversas atividades que cumprem as metas intermediárias, utilizando-se na investigação uma abordagem integrada, ou seja, a aplicação de diferentes métodos e técnicas pré-existentes adaptadas à problemática atual da pesquisa.

Os objetivos da pesquisa são assim discriminados:

##### 1.5.1 Objetivo principal

compreender os mecanismos que controlam o aquífero fraturado do Complexo Atuba, entre eles a trama estrutural da região e desenvolver um modelo de funcionamento integrando as informações geológico estruturais e hidrogeológicas presentes.

### 1.5.2 Objetivos específicos

aprofundar o estudo morfoestrutural e da tectônica rúptil que caracteriza as rochas do Complexo Atuba, com ênfase nas descontinuidades estruturais novas ou reativadas em tempos recentes, responsáveis pela compartimentação principal da área.

possibilitar uma melhor compreensão das estruturas de grande porte, sua influência na circulação da água subterrânea e as características físico/químicas das águas que circulam em meio às rochas fraturadas.

permitir uma visão integrada entre as relações de conectividade de fraturas e as vazões dos poços tubulares profundos.

tendo por base os resultados dos objetivos anteriormente descritos, apontar as áreas de maior de favorabilidade na exploração de água subterrânea no aquífero fraturado do embasamento.

a partir do quadro geral de utilização da água subterrânea, fundamental para a gestão deste recurso natural, auxiliar os profissionais que atuam no mercado de geologia estrutural aliada à água subterrânea na região, à tomada de decisão.

## 2. MÉTODOS E MATERIAIS DE TRABALHO

Os métodos empregados nesta pesquisa envolvem o levantamento de dados desde a escala regional (1:900.000) até as escalas de detalhe 1:10.000, 1:5.000 e 1:2.000. Foram utilizadas diferentes informações organizadas em sistemas georeferenciados, otimizando o emprego de técnicas de trabalho de forma integrada por meio de uma análise multicritério. As investigações foram desenvolvidas com auxílio da ferramenta do SIG (Sistema de Informações Geográficas) possibilitando a constante atualização e reorganização em tempo real das variáveis, bem como dos diferentes mapas temáticos correlacionáveis. As variáveis inseridas no banco de dados georeferenciado foram projetadas com o sistema de coordenadas em UTM - Zona 22 (Sul) utilizando o Datum GCS-WGS-1984.

A estratégia empregada na pesquisa utiliza critérios inovativos para o desenvolvimento deste trabalho de Geologia Exploratória aplicada a exploração de água subterrânea. A análise multicritério envolve estudos até então não realizados no aquífero, a exemplo da determinação de intersecções das fraturas, interpretação e avaliação dos tipos de águas e dos dados hidrogeológicos dos poços tubulares, bem como a relação destas variáveis com o modelo estrutural proposto.

Na sequência são relacionadas as técnicas utilizadas no desenvolvimento da pesquisa, porém discussões mais detalhadas sobre os procedimentos computacionais no emprego dos métodos e/ou dos fundamentos teóricos se encontram no corpo do trabalho, de acordo com cada uma das análises realizadas.

### 2.1 Análise Morfoestrutural

O controle estrutural exercido sobre o relevo e as drenagens da Bacia de Curitiba é de grande significado para água subterrânea na região. No atual estudo, com auxílio de um modelo digital em escala regional (malha 90 x 90 m) e o modelo digital aperfeiçoado na escala de detalhe (malha 10 x 10 m) utilizando-se a ferramenta Topogrid (Arc/Info), fez-se o reconhecimento mais amplo das anomalias de drenagens e a identificação daquelas de especial importância para o estudo de água subterrânea.

Com os dados geológicos e altimétricos contidos nas descrições dos perfis dos poços tubulares profundos foi possível interpolar o topo do embasamento e a partir dos modelos digitais é apresentado o mapa hipsométrico de relevo na área de pesquisa. As informações geradas, aliadas aos resultados de Salamuni (1998) e Salamuni et al. (2004) foram

comparadas com aquelas adquiridas na análise de Chavez-Kus (2003) possibilitando a delimitação dos alinhamentos estruturais de grande porte, responsáveis pela compartimentação tectônica principal da área. O reconhecimento dos lineamentos na escala 1:10.000 e as falhas mestras foi vital para a integração das demais interpretações.

As feições morfotectônicas, a exemplo da assimetria de sub-bacias, são de grande importância, pois revelam anomalias de drenagem associadas à existência de falhas mascaradas ou fracamente expostas no relevo que possam ser de interesse para a exploração de água subterrânea. A orientação dos canais de 1ª ordem (os mais recentes) e também os de 2ª ordem é um parâmetro valioso e também foi utilizado na pesquisa, a exemplo de Salamuni (1998) e Salamuni et al. (2004), para corroborar o modelo estrutural apresentado.

## 2.2 Análise Estrutural

Como as águas subterrâneas, em aquíferos fissurais, circulam pelas descontinuidades abertas geradas durante os eventos tectônicos que atuaram em tempos mais recentes, é dada grande importância na análise estrutural para o entendimento hidrogeológico, justificando-se os estudos relativos à caracterização das estruturas rúpteis que afetam as rochas do Complexo Atuba e sedimentos da Bacia de Curitiba.

A observação de indicadores geométricos e cinemáticos em afloramentos ainda não visitados mostrou-se essencial, possibilitando a hierarquização dos eventos tectônicos presentes. Com os dados estruturais de campo de um dos pontos-chave (Pedreira Central) os resultados da análise feita de forma manual pelo método de Arthaud (1969) foram confrontados com os obtidos por meio do programa Stereonett v. 2.4 que utiliza o método de Angelier e Mechler (1977) e Turner (1953).

A abordagem metodológica buscou situar o campo de tensão estudado dentro do contexto regional de evolução dos regimes tectônicos descritos na Placa Sul-Americana, já que o arranjo atual é resultado da sobreposição de diferentes eventos tectônicos até épocas mais recentes. A análise estrutural rúptil empregada na pesquisa de Chavez-Kus (2003) foi enfatizada e reconhecendo-se inclusive nos sedimentos da bacia características em famílias de fraturas correlacionáveis ao mesmo condicionamento estrutural rúptil do embasamento, que favorece a circulação local de água subterrânea. Nos afloramentos mais representativos as características observadas nas diferentes famílias de fraturas e litotipos presentes foram descritas com maior detalhe.

### 2.3 Conectividade de Fraturas

O reconhecimento do parâmetro das intersecções das fraturas relacionadas à trama estrutural que controla a circulação de água é considerado como informações fundamentais no que diz respeito ao zoneamento hidrogeológico na região.

Na análise utilizou-se os procedimentos computacionais desenvolvidos por Kim (2000 e 2003) e, com auxílio da ferramenta de análise dos lineamentos (Lineament Analysis), foi realizado o cálculo das intersecções das fraturas e construção de mapas de densidade de lineamentos. Antes de iniciar a interpolação, os parâmetros das fraturas foram reclassificados com auxílio da ferramenta de análise de lineamentos do programa ArcView v. 3.2, na qual utiliza-se a amostragem em formato circular ao invés de retângulos (Circular Windows Estimates). Tendo esta base de dados melhorada foi dada a continuidade aos cálculos de intersecção de fraturas.

### 2.4 Análises Hidrogeológicas

Nesta etapa de trabalho foram tratados dados hidrogeológicos de duas naturezas, sendo estes as variáveis medidas pelas empresas de sondagens de água subterrânea nos poços tubulares profundos e as análises de água dos mesmos.

A primeira parte do capítulo é direcionada a estatística exploratória das variáveis quantitativas e qualitativas dos poços tubulares (profundidade, vazão, capacidade específica, nível estático, entrada de água, nível dinâmico, localização e ano).

Um primeiro reconhecimento da distribuição e das características das variáveis relacionadas aos poços tubulares profundos da cidade de Curitiba foi realizado por Chavez-Kus (2003) selecionando 864 poços somente no município. A atualização do cadastro, totalizando um universo de 1672 casos possibilita avaliar as mudanças ocorridas no meio. A análise estatística clássica é um primeiro passo no reconhecimento de anomalias, erros de medição e da possibilidade ou não de haver interdependência entre os dados.

No trabalho de Chavez-Kus (2003) as análises de água do aquífero fraturado foram somente inseridas no banco de dados. Na pesquisa atual foi feito o reconhecimento das fácies hidrogeoquímicas por meio do diagrama de Piper e gráficos Box-Plot.

A relação das fraturas com estas fácies hidrogeoquímicas é apresentada no capítulo final de integração dos dados onde então as variáveis hidráulicas dos poços e tipos de água foram cruzados com os resultados das demais análises realizadas.



## 2.5 Aquisição da base de dados inicial

A compilação dos dados e informações foi realizada em órgãos públicos, empresas privadas e universidades conforme a seguinte seqüência:

Revisão bibliográfica dos principais trabalhos de cunho regional e local relacionados à tectônica rúptil e sobre a deformação do Complexo Atuba (leste do Paraná) ocorrida desde o Proterozóico Superior.

Consulta de trabalhos de temas específicos tais como geologia estrutural, morfotectônica, geomorfologia, geoprocessamento, estatística e hidrogeologia.

Compilação de mapas topográficos, geológicos, geomorfológicos, hidrogeológicos e modelos digitais de relevo referentes à área de estudo e circunvizinha.

Levantamento de dados lito-estruturais, geomorfológicos e hidrogeológicos, perfis construtivos e de sondagem de poços tubulares profundos e análises físico-químicas de água subterrânea na área de estudo.

### 3. CARACTERIZAÇÃO REGIONAL E LOCAL DA ÁREA

#### 3.1 Contexto Geológico

##### 3.1.1. Complexo Atuba

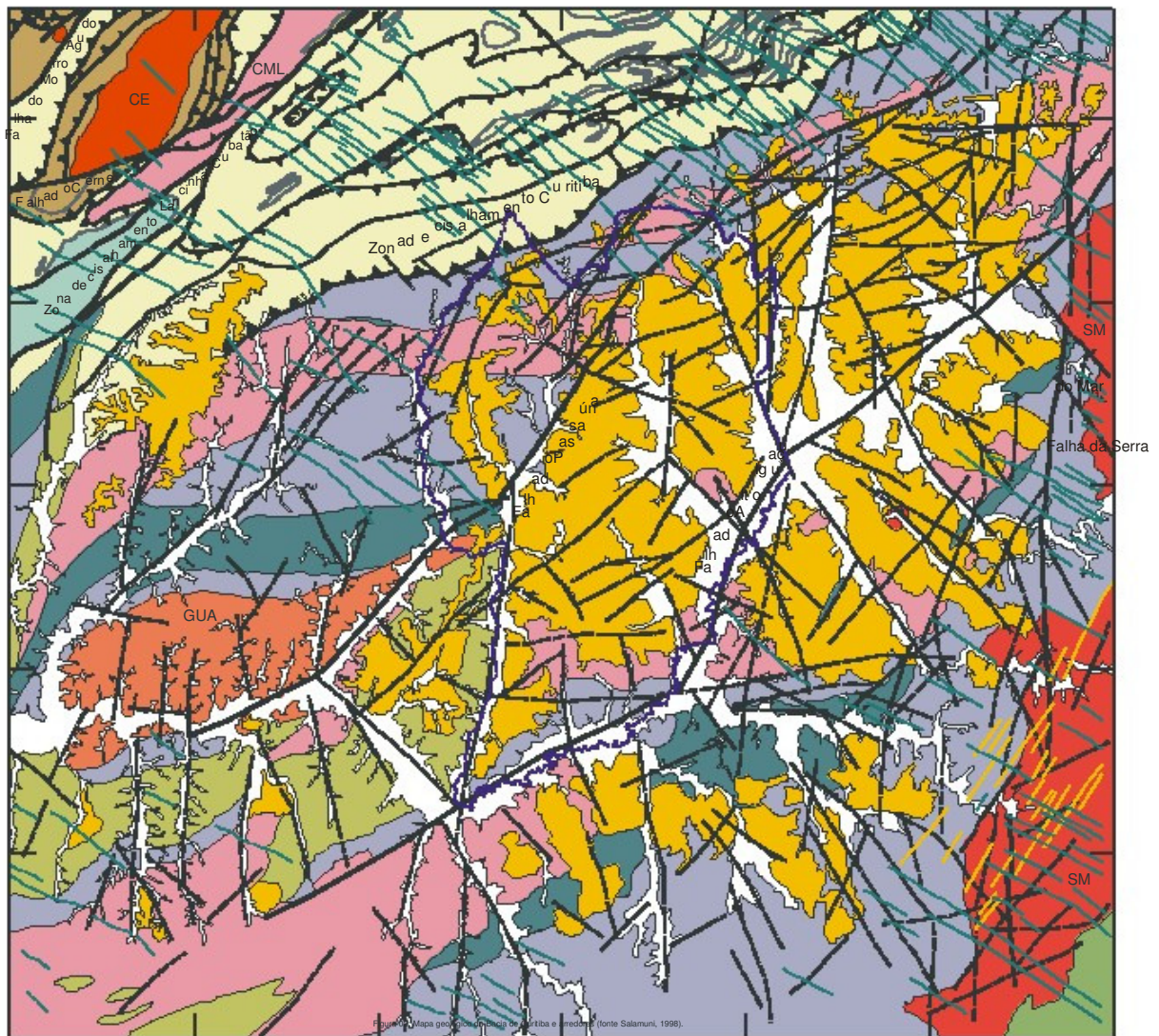
Nas rochas do Complexo Atuba (SIGA JR et al., 1995), formadas no Paleoproterozóico e intensamente retrabalhadas no Neoproterozóico e Eopaleozóico, predominam gnaisses bandados e granitóides em parte migmatizados.

Petrologicamente os litotipos são representados principalmente por biotita-anfibólio-gnaisse, podendo ser subdividido em: a) gnaisse bandado contendo leucossoma de composição tonalito-granodiorítica e melanossoma rico em biotita-anfibólio e b) gnaisse granítico bandado com pouca biotita (BASEI et al., 1992; SIGA JR et al., 1995). Ocorrem ainda paragnaisses, quartzitos de granulação variada, quartzo xistos, micaxistos, anfibolitos e ainda granulitos (BIGARELLA e SALAMUNI, 1959; FUCK et al. 1967; BATOLA JR et al., 1981).

Diques de rochas básica e intermediárias com direção principal NW-SE relacionados ao Arco de Ponta Grossa, de idade Jurássica a Cretácea, completam o conjunto litológico que compõem as rochas do Complexo Atuba (Figura 3.1).

Um detalhamento descritivo dos litotipos presentes no Complexo Atuba, resumido no quadro abaixo, foi realizado por Salamuni (1998):

|                |  |
|----------------|--|
| COMPLEXO ATUBA | metabasitos anfibolitos e metaultrabasitos   |
|                | corpos gnáissicos-graníticos   |
|                | migmatitos indiferenciados   |
|                | subordinadamente xistos, quartzitos finos e supostos paragnaisses com quartzo-feldspatos diferenciados                                     |
|                | corpos graníticos anatéticos, assim como granitos alcalinos a sub-alcalinos da Serra do Mar, entremeados por xistos, gnaisses e granulitos |
|                | remobilizações róseas, quartzo-feldspáticas, pegmatitos de natureza discordante e corpos graníticos maiores anatéticos                     |



#### LEGENDA

##### CENOZÓICO

- QUATERNÁRIO:  
terrenos aluvionares, colúvios
- QUATERNÁRIO/TERCIÁRIO:  
Fm. Guabirotuba  
depósitos argilosos, arcósios, areias  
finas, diamictitos, rudáceos:

##### MESOZÓICO

- Diques de rochas básicas:  
doleritos, dioritos

##### PALEOZÓICO

- CAMBRO-ORDOVICIANO  
Fm. Guaratubinha

#### PROTEROZÓICO SUPERIOR

- Fm. Camarinha  
conglomerados, siltitos, argilitos
- Diques ácidos
- SM Granitos (Serra de Mar  
alcalinos a cálcio alcalinos)
- CE Granitos (Cerne)  
alcalinos a cálcio alcalinos
- Grupo Açungui (Fm. Capiru,  
Votuverava e Água Clara)  
mármore, filitos, quartzitos

#### PROTEROZÓICO MÉDIO

- Complexo Setuva  
qz-xistos, metabásicas, metamargas

#### PROTEROZÓICO INFERIOR

- Complexo Atuba
- Anfibolitos
- Quartzo-biotita-xistos
- Gnaisses-granodioritos  
migmatizados
- GUA Granitos-gnaisses  
(Granito Guajuvira)
- Gnaisses-Granitos  
migmatizados  
(Complexo Meia Lua - CML)

#### CONVENÇÕES

- Contatos geológicos
- Curitiba

#### ESTRUTURAS

- Fraturas (juntas e  
falhas indefinidas)
- Falhas transcorrentes
- Falhas de empurrão ou  
cavalgamento

0 5 10 km

Figura 3.1: Mapa geológico da Bacia de Curitiba e arredores (fonte SALAMUNI, 1998).

### 3.1.2 Características estruturais das rochas

Quanto aos aspectos estruturais metamórficos, as rochas do Complexo Atuba atingem paragênese até a fácies anfibolito e a fácies xisto-verde (zona da clorita e biotita). Como caracteres estruturais mais marcantes ocorrem planos  $S_n$  com mergulhos geralmente altos originados por cisalhamento simples dúctil a dúctil-rúptil, que produzem uma foliação de transposição. Estas estruturas estão orientadas segundo ENE, N10E e EW e ainda alternando-se entre as direções N20W a N40W. Eventualmente também pode ser verificada uma superfície anterior ( $S_{n-1}$ ) pouco preservada sobre as rochas e com mergulho de baixo ângulo em relação à  $S_n$ . A intersecção entre estas duas foliações ( $S_{n-1}$  e  $S_n$ ) aliado ao estiramento mineral geram lineações na rocha. O ângulo baixo do estiramento mineral indica uma tectônica de cisalhamento, com componente lateral ou direcional. Isso sugere que em uma fase posterior à justaposição dos terrenos, eventos transcorrentes foram os prováveis responsáveis pela superimposição de uma deformação mais rúptil a dúctil-rúptil, subparalela à superfície  $S_n$ . (FUCK et al, 1967; SIGA JR. et al., 1995; SALAMUNI, 1998)

Estas associações litótípicas caracterizam um bloco tectônico da Província da Serra da Mantiqueira onde se insere o Domínio Curitiba, estando limitado a noroeste pelas seqüências proterozóicas metassedimentares dos Grupos Açungui e Setuva e a sudeste com os gnaisses granulíticos do Domínio Luis Alves (BASEI et al., 1992; SIGA JR. et al., 1995).

## 3.2 Bacia de Curitiba

### 3.2.1. Aspectos Geológicos

Na Bacia de Curitiba os sedimentos da Formação Guabirotuba seguida da Formação Tinguis bem como os depósitos aluvionares recentes representam as coberturas sedimentares sobrepostas aos metamorfitos do Complexo Atuba.

#### Formação Guabirotuba

A Formação Guabirotuba é constituída basicamente por pacotes lamosos e argilosos de coloração cinza-esverdeada situados em sua maior parte, na seqüência de topo, seguidos por camadas e lentes arcoseanas de coloração esbranquiçada a rosada, chegando até 20 m na base da unidade. Subordinadamente ocorrem depósitos rudáceos basais e pequenos horizontes de caliches de granulometria submilimétrica, anteriormente interpretados como margas (BIGARELLA e SALAMUNI, 1959 e 1962; BECKER, 1982; SALAMUNI, 1998; SALAMUNI et al. 1999). Todos estes conjuntos foram descritos como materiais inconsolidados ou pouco consolidados endurecidos por calcretes de carbonato de cálcio.

Além dos sedimentos mencionados Coutinho (1986) e Spitzner (1953) descrevem a presença de lantanita e outras terras raras na Bacia. Para Becker (1982) estas ocorrências podem estar associadas a corpos graníticos situados a leste e nordeste da bacia ou ainda a norte a noroeste da área, provenientes de corpos intrudidos no Complexo Setuva e Grupo Açungui. Trescases et al. (1986) sugere os processos de laterização e formação de calcretes como os responsáveis pela presença destas terras raras.

### Formação Tinguís

A Formação Tinguís denominada por Becker (1982) é formada pelo próprio retrabalhamento dos sedimentos arenosos, arcoseanos e siltico-argilosos da Formação Guabirotuba. Segundo a autora representam este pacote sedimentar os sedimentos inconsolidados depositados nas planícies de inundação e nos baixos terraços.

Estas coberturas colúvio-aluvionares já haviam sido anteriormente descritas como sendo pós-Guabirotuba e subjacentes aos depósitos aluvionares (BIGARELLA e SALAMUNI, 1962). Segundo os autores predominam seixos subangulosos e subarredondados formando camadas de espessura variável desde centímetros até mais de um metro. A estratificação presente é incipiente, podendo este depósito estar recoberto por sedimentos arenosos de coloração esbranquiçada a castanha, contendo seixos esparsos em sua matriz.

### Depósitos aluvionares holocênicos

Os depósitos aluvionares holocênicos da bacia apresentam granulometria variada, sendo rara a presença de seixos. No geral predominam sedimentos arenosos intermeadas por lentes e/ou camadas de argila orgânica de cor escura podendo ser de origem turfácea, sucedidas por argilas silticas e siltico-argilosas (BIGARELLA e SALAMUNI, 1962; LOPES, 1966; SALAMUNI, 1998).

Os depósitos aluvionares, ocupam uma área de 490 km<sup>2</sup> o que corresponde a 20% da superfície da bacia, constituindo um importante recurso natural a ser considerado (SALAMUNI, 1998). As estratificações observadas no pacote sedimentar são as plano paralela e cruzadas.

### 3.2.2 Aspectos Tectônicos e Estruturais da Bacia

O preenchimento dos sedimentos na bacia abrange uma área de 900 km<sup>2</sup> onde as espessuras máximas atingem a ordem de 60 à 90 m na porção central dos depósitos que assentam discordantemente sobre as rochas do embasamento. Quanto à herança tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba de idade oligo-miocênica (SALAMUNI, 1998), além das influências paleoclimáticas já citadas por outros pesquisadores, sua evolução geológica foi controlada por processos tectônicos. A exemplo das bacias de São Paulo, Taubaté e Resende, a Bacia de Curitiba encontra-se ajustada à geometria de grandes domínios estruturais no sul e sudeste do Brasil decorrentes de eventos tectônicos sucessivos, desenvolvidos desde o Proterozóico. Um exemplo do forte controle tectônico é a própria calha principal da Bacia onde o contato dos sedimentos e embasamento ou dos sedimentos entre si coincidem com grandes falhas. Segundo a análise dos tensores realizada por Salamuni (1998) a geometria inicial da calha da Bacia de Curitiba é descrita como do tipo hemi-graben e foi gerada em regime tectônico extensional (máxima tensão na vertical). Posteriormente, a inversão das tensões produziu uma arquitetura romboédrica, no estilo de bacias tipo pull apart ativando e gerando novas falhas devido à ação da tectônica transcorrente.

As fraturas principais que marcam a geometria da calha principal podem ser vistas na figura 3.2 onde é ilustrado o mapa litoestrutural simplificado da Bacia de Curitiba e arredores apresentado por Salamuni (2004), juntamente com a localização das principais bacias tafrogênicas do sudeste e sul do Brasil (mod. SCHOBENHAUS et al., 1984 e citado por SALAMUNI, 1998). Em vermelho foi dado destaque aos grandes planos de falhas já observadas e que constituem importantes estruturas tectônicas, pois delimitam os principais blocos tectônicos na região. Na análise morfotectônica estes planos e demais fraturas de grande porte tiveram seus traços reinterpretados ou reconhecidos com base nas análises realizadas nesta pesquisa (Figura 5.24, pg. 131).



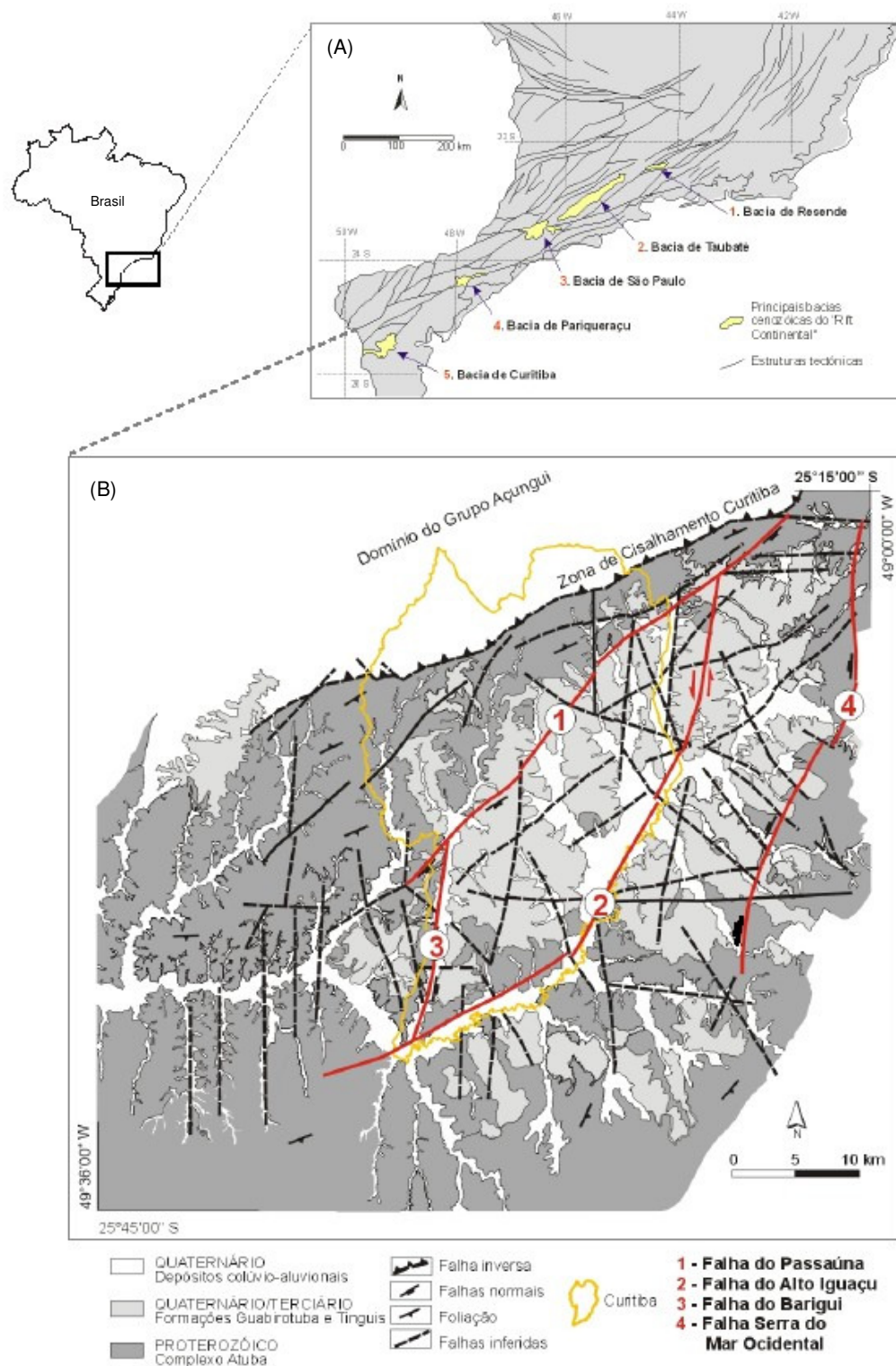


Figura 3.2: (a) Mapa de localização das principais bacias tafrogênicas do sudeste e sul do Brasil, relacionadas ao "Rift da Serra do Mar" (mod. SCHOBENHAUS et al., 1984); (b) Mapa litoestrutural simplificado da Bacia de Curitiba e arredores (mod. SALAMUNI, 1998.).

### 3.3 Síntese da Tectônica nas rochas do Complexo Atuba e sedimentos da Bacia de Curitiba

Dada a importância do tema, neste item é apresentada uma síntese, que busca caracterizar cronologicamente os eventos tectônicos que afetaram e/ou ainda influenciam as estruturas presentes nas rochas e sedimentos na região, do estado do Paraná. A compreensão destes eventos é fundamental para inserir as fraturas rúpteis que condicionam o Aquífero Atuba neste contexto evolutivo.

No planalto de Curitiba a configuração da trama estrutural atual é resultado da sobreposição de diferentes eventos tectônicos que ocorreram desde o Pré-Cambriano até o Neógeno. Com este propósito é feita a seguir uma síntese cronológica dos episódios tectônicos superpostos responsáveis pelos controles tectônicos nas rochas do Complexo Atuba e nos sedimentos da Bacia de Curitiba.

- a) Proterozóico: O evento tectônico direcional corresponde a estruturas muito antigas do Proterozóico Superior a Cambriano representadas por lineamentos rúpteis-dúcteis de orientação principal N30-60E, paralelos aos contatos tectônicos das grandes unidades geológicas no sul e sudeste brasileiro. A Faixa de Cisalhamento Ribeira é o conjunto tectônico mais representativo deste evento, porém o mesmo também está impresso nas rochas do Complexo Atuba.
- b) Paleozóico: Fase onde ocorrem várias zonas de fraqueza concentradas em duas direções principais, N45-65W e N50-70E, segundo as quais foram gerados movimentos recorrentes, com reversão de deslocamentos. O Paleozóico foi a fase principal onde ocorreu a evolução sedimentar e tectônica na Bacia do Paraná (ZALÁN et al., 1990). Fraturas distencionais do sistema de transcorrência Neoproteróico desenvolveram-se segundo as direções N45W e N70W, enquanto que o trend N5-20W corresponde a estruturas com cinemática anti-horária. Durante o início da sedimentação paleozóica e ao longo de todo processo deposicional até o eo-Cretácio um forte controle estrutural foi originado por rifts NW-SE e segundo extensos lineamentos tais como o Guapiara, Piquiri e Tietê (FÚLFARO, 1982; CORDANI et al., 1984). Ainda no início desta fase, estruturas marcantes de direção N25-45E decorrentes da atuação de falhas normais foram, posteriormente reativadas como leque de falhas de empurrão de alto ângulo até falhas mistas, cuja cinemática apresentou movimentação reversa e lateral direita. Segundo Zalán et al. (1990) o principal sistema estrutural no sudeste brasileiro é representado pela direção N55-60E com cinemática horária no final do Proterozóico e anti-horária no início do Paleozóico. De acordo com os autores os trends estruturais mais representativos, mostrados no mapa estrutural simplificado da figura 3.3, foram herdados do embasamento. As direções NW-SE (retilíneas) e NE-SW (anastomosadas) correspondem a grandes falhas regionais afetadas por cinemáticas com



Figura 3.3: Mapa simplificado com as principais zonas de falhas no Estado do Paraná (mod. Zalán et al. 1990).

c) Mesozóico: Magmatismo de incidência regional ligado aos processos que conduziram à abertura do oceano Atlântico e conseqüente separação dos continentes americano e africano. A intrusão de grandes quantidades de magma básico nas porções inferiores da crosta oceânica foi considerada como a responsável pela atuação de um hot spot que teria gerado soerguimentos epirogenéticos e a separação de grandes áreas continentais na região sul e sudeste do Brasil (WHITE e MACKENZIE, 1989; MACKENZIE, 1984). Neste evento foram originados lineamentos rúpteis de direção NW-SE segundo a tectônica mesozóica chamada de Reativação Waldeniana responsável, no Paraná, pelo desenvolvimento do Arco de Ponta Grossa (ALMEIDA 1967; 1969 e ALMEIDA et al. 1977).

Nesta fase são descritos dois ciclos magmáticos com forte influência de grandes falhas mais antigas:

primeira fase (eo-Cretáceo): de carácter básico a intermediário e responsável pelo enxame de diques e sills;

segunda fase (seguiu a fase anterior e estendeu-se até o limite com o Cretáceo Inferior-Médio): intrusões de caráter magmático alcalino distribuídas preferencialmente nas bordas das bacias;

A partir deste evento de abrangência continental passou a ocorrer de forma quase sistemática a reativação de antigas falhas ou planos de fraquezas da crosta a exemplo de descontinuidades estruturais do Cinturão Ribeira, dando origem a sistemas de riftes e bacias romboedrais em estilo pull-apart (MACEDO, 1989; RICOMINI, 1989 e HASUI, 1990). Neste mesmo contexto as reativações na Zona de Cisalhamento da Falha da Lancinha e deslocamento de diques Cretácios por esta mesma estrutura (ZALÁN et al.; 1988; FIORI, 1987), corroboram

com a hipótese da ressurgência de estruturas pré-existentes, na qual todo sistema transcorrente regional teria sido reativado (HASUI, 1990).

(d) Cenozóico: Regimes tectônicos associados ao Rifteamento Continental do Sudeste Brasileiro e gerados no Cenozóico foram os responsáveis pela origem e evolução de bacias sedimentares tafrogênicas, dentre elas a de Curitiba (RICCOMINI et al., 1989). Segundo SALAMUNI (1998) durante este episódio tectônico falhas normais e transcorrentes de direção NE-SW afetaram tanto o embasamento quanto os sedimentos da Formação Guabirotuba na Bacia de Curitiba. O autor caracterizou de forma distinta neste período os seguintes eventos tectônicos:

fase D1 (início do Cenozóico): distensão generalizada E-W ou ENE-WSW acomodada por meio de falhas normais de direção NE-SW (tensor  $\sigma_1$  na vertical) e com eixo de abertura WNW-ESE a E-W (tensor  $\sigma_3$  na horizontal, Figura 3.4).

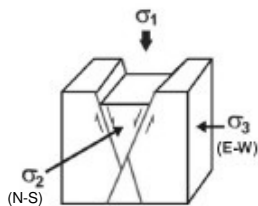


Figura 3.4: Fase D1.

Os planos de mergulho altos a médios geram uma geometria semelhante a hemi-grábens com padrões lístricos, basculamentos e rotação de blocos tectônicos menores. A origem da calha da Bacia de Curitiba é atribuída a este evento tectônico no qual as falhas normais estiveram ativas até pelo menos o Mioceno onde então houve mudança nos tensores caracterizando a fase D2.

fase D2 (Mioceno):  $\sigma_1$  passou a atuar na horizontal em um regime compressional/transpressional na direção variando de E-W até WNW-ESE associado a um tensor mínimo ( $\sigma_3$ ) na horizontal e direcionado para N-S (Figura 3.5, A). A acomodação ocorreu, principalmente por meio de um sistema de falhas transcorrentes NE-SW ou NNE-SSW em um regime transtensional e transpressional, seguidas de falhas normais e transcorrentes de direção NW-SE. Ocorrem ainda falhas inversas e as mesmas podem ser o indicativo de uma progressividade da tectônica compressiva devido a uma possível rotação dos blocos (Figura 3.5, B).

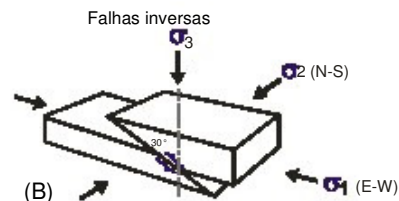
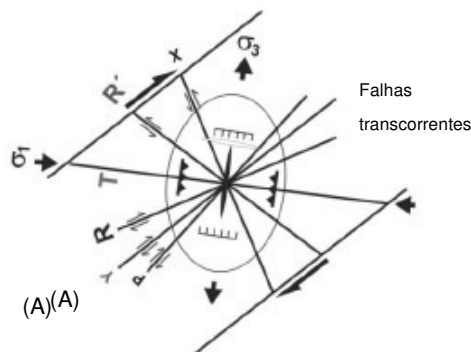


Figura 3.5: Posição dos tensores durante a fase D2: (a) Falhas transcorrentes; (b) Falhas inversas.

fase D2' (fim do Pleistoceno e início do Quaternário): esta fase foi considerada como uma variação de D2 na qual os tensores passaram a atuar de forma mais empinada ou verticalizada em decorrência de deformações secundárias do próprio regime compressional (D2) aliviado por ciclos ou episódios transtensivos caracterizando a fase D2'. Nesta situação o  $\sigma_1$  direcionado anteriormente a E-W passa a orientar-se mais para NNW-SSE em um arranjo mais perpendicular às estruturas transcorrentes NE-SW (Figura 3.6). A partir de D2/D2' às falhas transcorrentes e inversas propiciaram a fuga ou alívio de tensões.

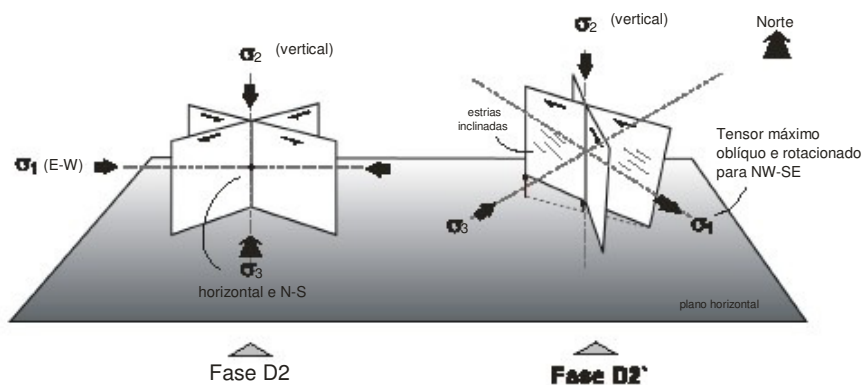


Figura 3.6: Posição dos tensores durante a fase D2'.

Também de acordo com Salamuni (1998) foi apresentado o seguinte ajuste para as drenagens de 1ª e 2ª ordens segundo as fases D2 e D2'.

Drenagens de segunda ordem (mais antigas que as de primeira ordem, ajuste A): relacionam-se a um binário NE-SW (fase D2), com eixo de tensão máximo  $\sigma_1$  em torno de ESE-WNE. De acordo com as direções R, Y e P estão orientadas as lineações de drenagens NE-SW e concordante com R' são encontradas as direções de lineações próximas a E-W (Figura 3.7, A).

Drenagens de primeira ordem (ajustes B e C): por serem as mais jovens (a partir do início do Neógeno - fase D2') as mesmas indicam o último evento tectônico sugerindo que determinados alinhamentos estruturais foram reativados com menor ou maior intensidade em tempos recentes (Neógeno/Quaternário). Aplicando-se o modelo de Riedel (1929) dois ajustes distintos foram propostos pelo autor. O primeiro ajuste ocorre conforme um binário NE/SE dextrógiro onde as direções NE correspondem a R' e X e a direção NW/SE coincide com R, Y e P (Figura 3.7, B). Já no 2º ajuste foi proposto um binário sinistrógiro, em que as fraturas N-S são consideradas como as de distensão (T), as fraturas NE-SW se ajustam concordantemente com os planos de cisalhamento R, Y e P e as fraturas NW seriam a R' ou X (Figura 3.7, C).

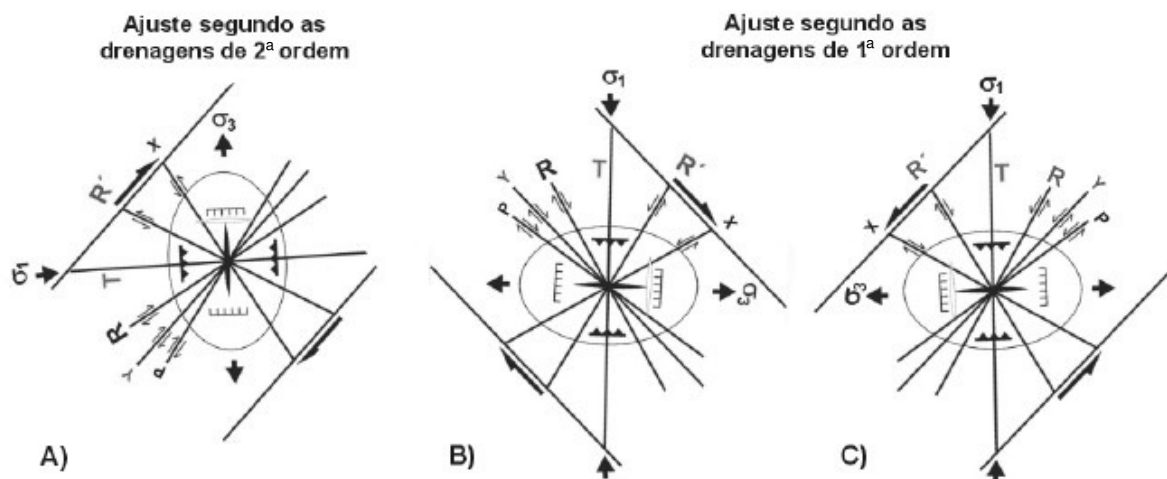


Figura 3.7: Arranjo dos tensores a partir do Neógeno. (a) Tensor principal E-W; (b) Binário dextrógiro com compressão N-S; (c) Binário sinistrógiro com compressão N-S.

Segundo Lima (1999) a partir do Cenozóico tensões laterais (distensões e compressões ligadas a processos tectônicos) de direção E-W vêm exercendo reajustes sobre toda a plataforma Sulamericana. No entanto, de acordo com os últimos dois ajustes das drenagens mostrados anteriormente (modelos "B" e "C" na Figura 3.7), onde o tensor  $\sigma_1$  é posicionado na direção N-S, verifica-se que o posicionamento proposto para o campo atual de tensão na região metropolitana de Curitiba difere do modelo geral onde uma tensão compressional E-W foi atribuída na quase totalidade da Placa Sul-americana (ZOBACK, 1992). Na região central amazônica e no nordeste também foram descritos movimentos transcorrentes associados a tensões compressionais N-S (STEFANICK e JURDY, 1992; ASSUMPÇÃO, 1992). Na realidade todo continente sul-americano encontra-se sobre compressão e a alternância nos esforços pode ser explicada por fases de alívio da placa resultando ora no posicionamento do  $\sigma_1$  a N-S, ora  $\sigma_1$  no sentido E-W, sendo esta última em geral a direção de compressão dominante. Também é visto nos planos de fraturas o efeito de alternância no posicionamento de  $\sigma_1$  e  $\sigma_2$ , por vezes invertidos, onde  $\sigma_1$  tem ajuste ou mostra componente vertical e  $\sigma_2$  concorda preferencialmente com o plano horizontal. Neste caso a fuga ou alívio de tensões da placa também é a responsável por este fenômeno como já mencionado por Ricomini et al. (1989) que interpreta a alternância de falhas ora extensionais ora compressionais como sendo resultado de pulsos de relaxamento dentro de um ciclo compressional. O mecanismo de rotação da posição dos tensores pode ser resposta à ação de forças contrárias vindas do movimento das placas Nazca e Cocos que passaram a atuar a partir do Neógeno contra a direção de separação entre as placas Sulamericana e a Africana.

Nesta premissa o modelo proposto para os arranjos dos tensores a partir do Neógeno (Figura 3.7, B e C) é perfeitamente coerente com os mecanismos que atuam na Placa Sul-americana. O fato é que regionalmente ou localmente podem ocorrer mudanças na direção da

compressão, a exemplo do que tem sido registrado no Planalto de Curitiba. De acordo com Zoback (1992) ocorrem campos de esforços de primeira ordem no interior das placas e os mesmos são gerados em grande parte por forças compressivas aplicadas nas bordas, devido à expansão do assoalho oceânico e pela colisão continental. No entanto, esforços de segunda ordem, resultado de contrastes laterais de resistência, densidade e forças ascensionais, bem como flexurais, podem até se superimpor aos de primeira ordem. Como o campo de esforços de primeira ordem não atua de forma homogênea nas áreas de escudos e porções crustais mais antigas, os efeitos locais podem prevalecer. Em outras palavras, a grande heterogeneidade e anisotropia da litosfera induzem localmente a dispersões e variações de magnitude no campo de tensões.

Conforme as análises de Salamuni (1998) e Salamuni et al. (2004) foram reconhecidos terraços e depósitos aluvionares disseminados e não contínuos, horizontes lateríticos truncados, camadas sedimentares posicionadas em cotas diferentes, captura e anomalias de drenagens sendo estas feições de grande importância e atribuídas à falhas quaternárias. As mesmas servem como indícios de que novos eventos tectônicos foram e são responsáveis pela esculturação da região até o Recente. Estas assimetrias ocorrem não apenas nas calhas dos rios maiores como também afetam a distribuição de aluviões, sendo bem evidentes nas sub-bacias tributárias do rio Iguaçu, onde ocorrem escarpas.

Com base na síntese apresentada é possível obter uma visão geral da evolução tectônica regional e local responsável pela trama estrutural que afeta tanto as rochas do Complexo Atuba quanto os sedimentos da Bacia de Curitiba. Mais especificamente quanto à investigação de água subterrânea do aquífero fraturado do Complexo Atuba, o alvo principal da pesquisa são as estruturas reativadas ou novas correspondentes ao campo de tensão ocorrido após a fase D2 anteriormente mencionada. No decorrer do trabalho serão discutidos com mais detalhe a reativação e a geração de falhas de acordo com o ajuste do campo de tensão mencionado e sua relação com a favorabilidade de água subterrânea no município de Curitiba.

#### 3.4 Contexto hidrogeológico no município de Curitiba e região metropolitana

No município de Curitiba ocorrem dois sistemas aquíferos, sendo o principal o aquífero fraturado do Complexo Atuba e, secundariamente, os depósitos aluvionares recentes. Eventualmente as lentes arcoseanas da Formação Guabirrotuba podem ser consideradas como aquífero, porém a produção dos poços diminui ou se esgota a médio prazo. Na divisa com os municípios vizinhos ao norte da cidade, o sistema hidrogeológico mais próximo é o aquífero Karst. A oeste, o aquífero faz fronteira com a Unidade Hidrogeológica do Paleozóico Médio e a

leste com os depósitos cenozóicos areno-argilosos de origem continental ou costeira.

No Paraná os sistemas fissurais ocorrem em três porções distintas no Estado e são denominados de forma única, segundo a SUDERSHA (Superintendência de Desenvolvimento de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental), como Aquífero do Pré-Cambriano. A área de ocorrência dos mesmos e Unidades Hidrogeológicas adjacentes é mostrada na figura 3.8 (mod. SUDERSHA, 2007).

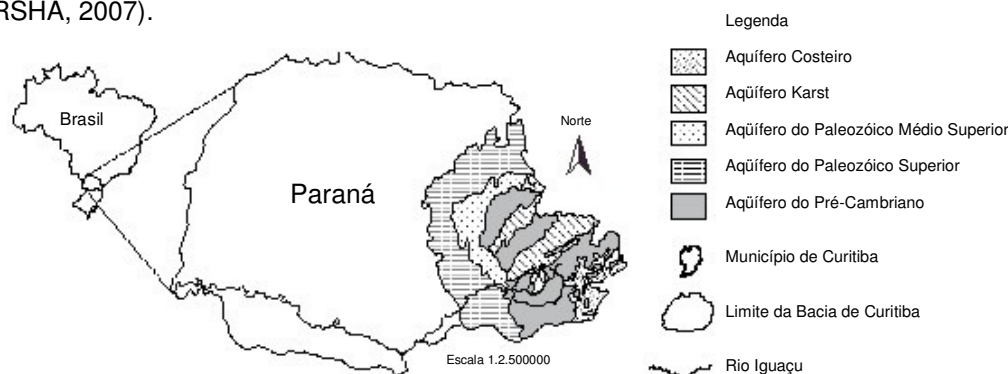


Figura 3.8: Unidades hidrogeológicas adjacentes aos aquíferos fissurais no leste paranaense (mod. SUDERSHA 2007).

No presente trabalho o sistema hidrogeológico estudado é exclusivamente o Aquífero Atuba, cuja abrangência é a porção sul do planalto de Curitiba onde está situada a cidade de Curitiba e municípios adjacentes.

No banco de dados hidrogeológicos desta pesquisa constam 1700 sondagens de poços tubulares profundos, dentre os quais 1379 casos foram perfurados diretamente no município e o restante nos arredores.

Informações referentes a Formação Guabirotuba, depósitos aluvionares ou mesmo o Aquífero Karst não são tratados de forma extensa neste estudo, porém são mencionados na sequência por serem os sistemas hidrogeológicos que fazem limite com o aquífero fraturado e apresentam prováveis interconexões importantes.

#### 3.4.1 Aquífero Atuba

Como as rochas do Complexo Atuba constituem o aquífero fraturado da região, optou-se por denominar formalmente pela primeira vez este sistema hidrogeológico com o nome de "Aquífero Atuba", sendo este o objeto de estudo na pesquisa.

O meio fissural apresenta porosidade secundária e o armazenamento e a circulação de água estão fortemente condicionados à tectônica rúptil responsável pelo menor ou maior desenvolvimento de sistemas de fraturas abertas relacionadas ao campo de tensão mais recente.

Com os dados levantados até o ano de 2003, a mediana da variável vazão dos poços no município de Curitiba foi de 3,6 m<sup>3</sup>/h, com 50% dos casos entre 1,68 e 7,2 m<sup>3</sup>/h (CHAVEZ-

KUS e SALAMUNI, 2003). Com a atualização do banco de dados até o ano de 2005 constam no inventário hidrogeológico da presente pesquisa poços produtivos a profundidades maiores (acima de 300 m) com produtividade de até 11 m<sup>3</sup>/h. A profundidade média dos poços está em torno de 112 m com 50% dos casos compreendidos entre 88 a 150 m. Com base nos dados do cadastro atual, 58 poços foram perfurados abaixo de 300 m, dentre estes, sete estão abaixo de 400 m e um caso extremo foi registrado, no bairro do Rebouças, com a profundidade máxima de 458 m. Quanto ao nível dinâmico a média é de 42 m e 50% dos valores estão entre 38 e 78 m de profundidade, enquanto que para o nível estático 50% dos casos estão situados no intervalo de 5 e 24 m, com uma média em torno de 11 m de profundidade.

Segundo a classificação que leva em consideração a distribuição iônica média (SUDERSHA, 2007), as águas subterrâneas do Aquífero Atuba são apropriadas para o consumo humano e foram caracterizadas, em geral como bicarbonatadas cálcicas, apresentando conteúdo médio de Sólidos Totais Dissolvidos de 140 mg/L (ppm). Rosa Filho et al. (1998b) classifica as águas presentes nas rochas como bicarbonatadas cálcio-magnesianas com valores de TDS entre 100 mg/L e 150 mg/L, pH entre 6,5 e 7 e dureza inferior a 100 mg/L de CaCO<sub>3</sub>.

Em linhas gerais, presume-se, que a recarga do aquífero fissural ocorre por infiltração pluvial nas áreas onde as fraturas condicionam a morfologia do terreno mais elevada onde afloram as rochas do Complexo Atuba, possibilitando condições de infiltração nas porções mais profundas do embasamento segundo as estruturas verticais abertas. As áreas situadas em cotas topográficas mais altas são a norte e a noroeste de Curitiba e a leste e a sudeste, onde o município e circunvizinhança encontram-se margeados pela Serra do Mar, esta com altitudes entre 1400 e 1837 m (ver figura 5.1, pg. 105). Sobre as coberturas sedimentares a área de recarga do sistema se apresenta descaracterizada devido à intensa urbanização e pavimentação, além das camadas argilosas de baixa transmissividade da Formação Guabirotuba que impedem a infiltração. Por vezes, nos altos topográficos da Bacia de Curitiba há registros, no banco de dados da tese, de poços com nível estático próximo à superfície. Estes locais podem estar relacionados a sistemas de fraturas que controlam a infiltração nos níveis superiores ou o sistema está sob a influência de recarga artificial. A água subterrânea, primeiro escoar verticalmente e depois lateralmente segundo direções de fluxos que convergem para os principais tributários da Bacia do Alto rio Iguaçu, o qual representa o nível de base da região (Figura 3.9). Do ponto de vista hidráulico, o sistema é heterogêneo, descontínuo, anisotrópico e pode apresentar caráter semi-confinado a livre nas áreas onde as rochas do Complexo Atuba são aflorantes. O detalhamento maior do sentido de fluxo superficial, incluindo o mapa hipsométrico



[illegible]

### 3.4.2 Acuífero Aluvionar

24



contaminação das águas impossibilita sem o tratamento apropriado o aproveitamento deste recurso hídrico para o consumo humano (ROSA FILHO et al., 1998b).

#### 3.4.3 Formação Guabirotuba

A Formação Guabirotuba é considerada um aquífero, cujo armazenamento da água está associado somente à porosidade natural das lentes de areias arcoseanas sendo, portanto, de produtividade temporária. Para Salamuni (1998) mesmo as lentes areno-siltosas ali encontradas apresentam pouquíssima expressão, do ponto de vista de volume de vazão.

Segundo a SUDERHSA (2007) as águas coletadas em poços perfurados na Formação Guabirotuba são classificadas como do tipo bicarbonatada cálcico-sódica, cujo grau de mineralização depende do maior grau de confinamento das lentes arcoseanas pela cobertura argilosa. Os sólidos totais dissolvidos (TDS) variam de 40 mg/L a 180 mg/L, com valor médio 60 mg/L. Teores anômalos de Fe (5 mg/L) e Mn (5 mg/L) têm sua origem associada à decomposição química de minerais ferromagnesianos, provavelmente, das argilas orgânicas que ocorrem intercaladas aos níveis de areias arcoseanas.

#### 3.4.4 Aquífero Karst

Na área de ocorrência do Aquífero Karst imediatamente a norte do município de Curitiba, vários poços foram perfurados com profundidades médias de 55 m e vazão média superior a 70 m<sup>3</sup>/h (SUDERHSA, 2007). A capacidade hídrica deste sistema hidrogeológico está associada ao processo de dissolução nos mármores dolomitizados ao longo de estruturas preferenciais relacionadas a intenso fraturamento provocado a partir do período Quaternário. Dependendo do posicionamento do aquífero cárstico em relação aos metasedimentos com caráter mais impermeável, o sistema hidrogeológico pode apresentar caráter livre ou confinado (ROSA FILHO et al, 1996).

A água subterrânea nos metasedimentos é classificada como bicarbonatada cálcico-magnésiana com valores de TDS entre 130 a 280 mg/L (SUDERHSA, 2007). O ânion predominante foi caracterizado como o bicarbonato, com valores entre 100 e 230 mg/L correspondendo a uma água medianamente dura a dura. As concentrações de nitratos atingem valores médios na ordem de 2,5 mg/L, o que é considerado relativamente baixo.

Uma outra referência mais detalhada sobre as águas do Aquífero Karst pode ser consultada na pesquisa realizada por Hindi (1999), onde foi realizada a caracterização hidroquímica e hidrogeológica das fontes cársticas das bacias dos rios Tumiri, Água Comprida, Fervida e das Onças, no município de Colombo. Segundo o autor, as águas classificadas

geoquimicamente por meio do diagrama de Piper (Figura 3.10), são do tipo bicarbonatadas magnesianas e as variáveis principais são apresentadas na sequência conforme a tabela 3.1.

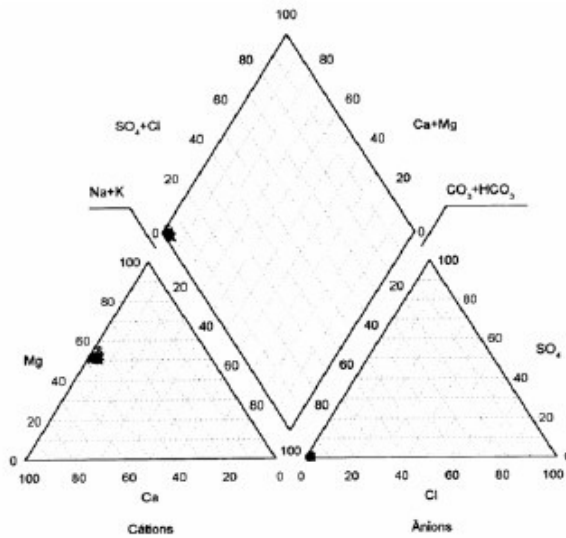


Figura 3.10: Diagrama de Piper realizado para as águas das fontes das bacias dos rios Fervida, das Onças, Água Comprida e Tumiri (fonte: HINDI, 1999).

Tabela 3.1: Característica das variáveis principais da água subterrânea do Aquífero Karst nas bacias dos rios Tumiri, Água Comprida, Fervida e das Onças, no município de Colombo (fonte HINDI, 1999).

|   |                   |  |
|---|-------------------|--|
| pH medido nas fontes                      |                   | abaixo → 7,98  |
| Grau médio de dureza da água              |                   | 150 mg/L CaCO <sub>3</sub>   |
| TDS calculado                             |                   | média → 261 mg/L<br>variação → 171 mg/L a 406 mg/L                                     |
| Teor médio de SiO <sub>2</sub> dissolvido |                   | valor médio → 13,1 mg/L<br>valores extremos → 7,3 mg/L e 20,7 mg/L                     |
| Cl-                                       | rio Tumiri        | média → 4,0 mg/L   |
|   | rio Água Comprida | média → 2,9 mg/L   |
| NO <sub>3</sub> -                         | rio das Onças     | 3,2 mg/L   |
|   | rio da Fervida    | 4,0 mg/L   |
|   | rio Água Comprida | 7,9 mg/L   |
|   | rio Tumiri        | 11,8 mg/L  |
| Ca <sup>2+</sup>                          |                   | média → 28,3 mg/L<br>variação → 18,0 a 45,5 mg/L                                       |
| Mg <sup>2+</sup>                          |                   | média → 17 mg/L<br>fontes do Tumiri → 25 mg/L  |
| Na <sup>+</sup>                           |                   | concentração média → 1,88 mg/L<br>valor máximo → 4,98 mg/L<br>valor mínimo → 0,85 mg/L |
| SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>             |                   | < 1 mg/L   |

## 4. ANÁLISE ESTRUTURAL

### 4.1 Considerações gerais

A análise estrutural apresenta um aprofundamento nos resultados já obtidos em interpretações anteriores da autora e a partir de informações novas obtidas em afloramentos anteriormente não visitados. No presente estudo, procedeu-se as análises tendo em vista duas conotações distintas: a primeira de caráter descritiva e a segunda, a interpretação estrutural e tectônica dos dados, dando maior importância aos afloramentos-chaves, dentre os seguintes locais: pedreira Central, pedreira Maringá, pedreira Inecol, pedreira Pussoli, pedreira Cesbe, pedreira Mark e afloramentos da Formação Guabirotuba no bairro do CIC.

Na primeira etapa, ou seja, na descrição geral dos dados de campo foram considerados os seguintes aspectos:

Principais trends nas direções e mergulhos das fraturas: no tratamento estatístico visando caracterizar as direções principais de movimento, analisou-se separadamente as falhas transcorrentes, normais e inversas, partindo-se da premissa de que as estruturas podem refletir fases de esforços distintas. A representação estatística é mostrada em estereogramas gerados com auxílio do programa Stereonett v. 2.4.

Caracterização geométrica: descrição dos parâmetros relacionados à dimensão, continuidade, rugosidade, espaçamento, tipo de preenchimento mineral, densidade, estilos das superfícies (planares, curvilíneos) e relações cronológicas entre os diferentes sets de fraturas;

Reconhecimento de indicadores cinemáticos: identificação de feições estruturais indicativas de movimento nas falhas tais como estrias de atrito, direção do eixo principal de crescimento fibroso de minerais na superfície do bloco deslocado, feições sigmoidais e padrões de planos conjugados;

Na continuidade da descrição de cada afloramento são mostradas as estruturas de maior destaque, comuns a todos os locais visitados e que melhor representam cada família de fraturas. A terceira etapa do trabalho corresponde a uma análise dinâmica onde foram realizadas a interpretação e solução dos campos de tensão, selecionando dentre todas as estruturas anteriormente caracterizadas apenas os planos sistemáticos e famílias de fraturas considerados como reativados ou gerados em tempos recentes. Para tanto, procedeu-se a estatística dos dados

por meio de estereogramas aplicando os métodos Angelier e Mechler (1977), Turner (1953) e ainda o método de Arthaud (1969) de forma manual para os dados de campo da pedreira Central (ponto chave). Para a representação dos planos das falhas transcorrentes utilizou-se o modelo de RIEDEL (1929).

O termo fratura é utilizado na pesquisa para designar descontinuidades tectônicas englobando falhas, juntas e veios (RAMSAY e HUBER, 1987; TWISS e MOORES, 1992).

#### 4.2 Descrição dos elementos estruturais observados em campo

Na descrição dos afloramentos são apresentados inicialmente os litotipos e foliações presentes e na sequência são mostrados estereogramas que possibilitam uma visão geral dos trends estruturais existentes. Na continuidade é feita a discussão de cada família de fratura utilizando como apoio fotos e figuras esquemáticas. O mapa com a localização dos afloramentos e principais estruturas é apresentado na figura 4.1 e as principais vias de acesso na figura 4.2.

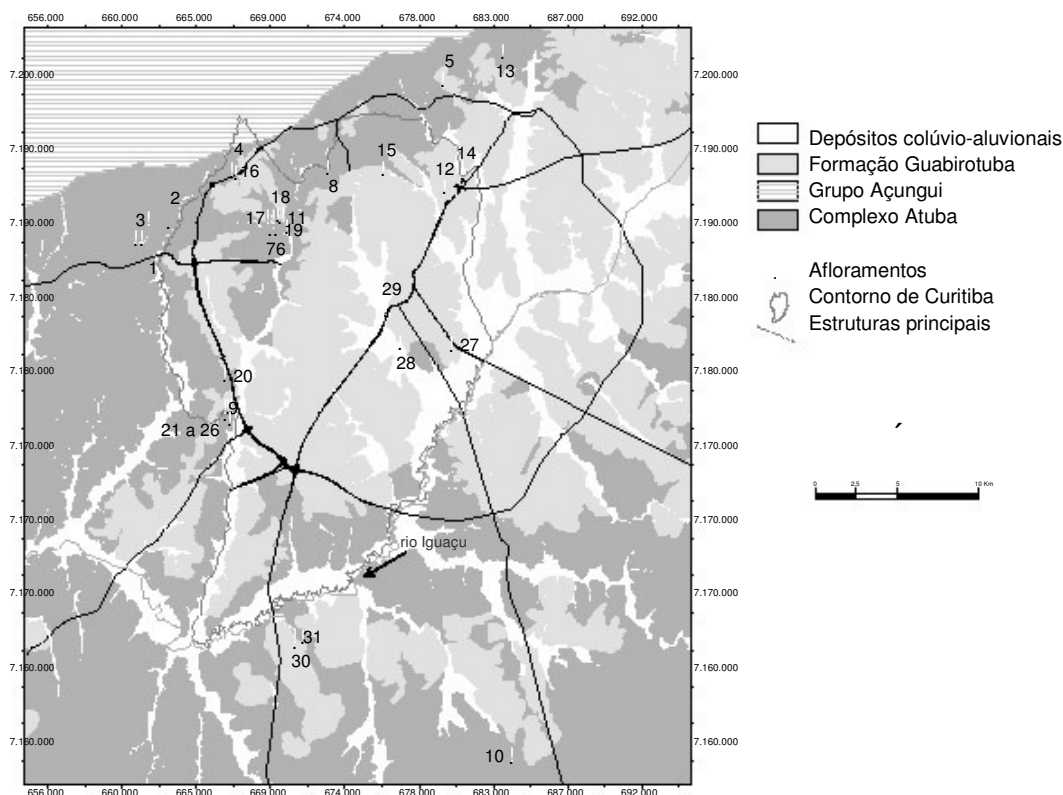


Figura 4.1: Mapa litoestrutural geológico simplificado e localização dos pontos de afloramentos visitados em campo.

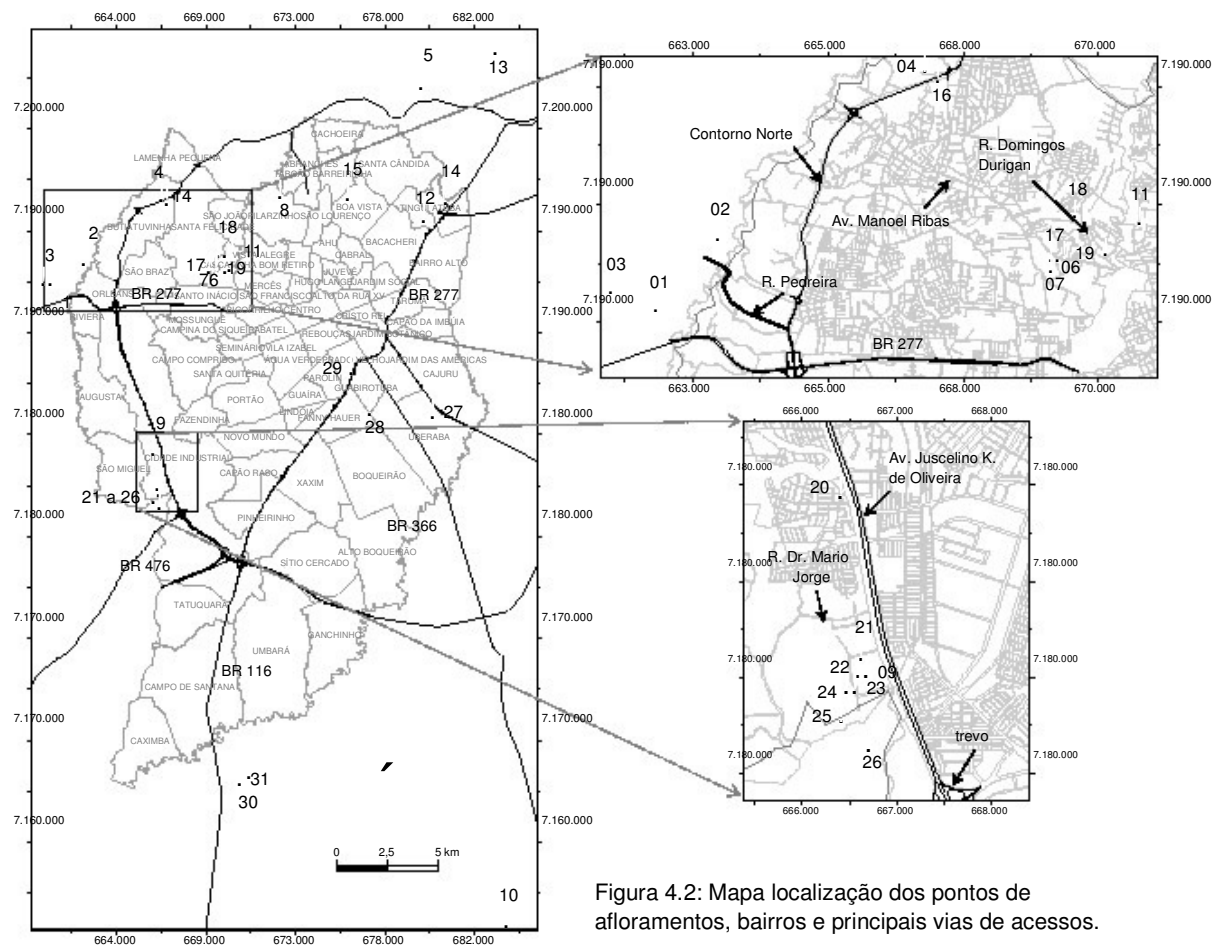


Figura 4.2: Mapa localização dos pontos de afloramentos, bairros e principais vias de acessos.

#### 4.2.1 Ponto 01 - Pedreira Central

O afloramento da pedreira Central foi objeto de grande interesse nesta pesquisa por apresentar de forma representativa as principais famílias de fraturas responsáveis pela trama estrutural na área de estudo.

A pedreira localiza-se na saída de Curitiba em direção a Campo Largo e o acesso principal é feito pela BR 277 seguindo 1,5 km a partir do posto policial até chegar na estrada secundária que leva ao local (lado direito). Coordenadas UTM locais: (661935 - 7187477).

#### Litotipos

Os litotipos encontrados no local foram basicamente os seguintes: (a) gnaiss de composição granodiorítica apresentando bandamento fino; (b) gnaiss granítico com foliação  $S_n$ , dúctil; (c) injeções quartzo-feldspáticas; (d) veios de epidoto; (e) dique de lamprófiro; (f) diques de diabásio;

Nos gnaisses a foliação fina e subverticalizada de direção N50-70W/77NE, apresenta intercalações composicionais submilimétricas entre os níveis claros e escuros. Já em algumas porções do gnaiss-granito (Figura 4.3, A), a foliação produz o estiramento e rotação de cristais de quartzo e feldspatos. Veios preenchidos com epidoto, por sua vez cortam as estruturas anteriormente mencionadas (Figura 4.3, B).

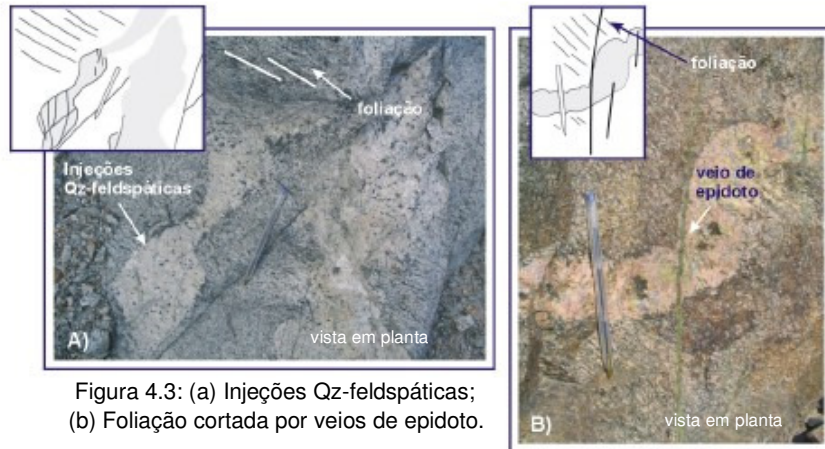


Figura 4.3: (a) Injeções Qz-feldspáticas;  
(b) Foliação cortada por veios de epidoto.

Com relação ao lamprófiro, suas bordas são compostas de matriz fina de cor cinza escura, enquanto que o centro é composto de matriz cinza esverdeada e com granulometria grossa (Figura 4.4) havendo possibilidade de identificar plagioclásios e cristais maiores de piroxênio e olivina bem formados. Faixas do dique alcalino apresentam uma quantidade maior de biotitas formando pacotes, bem como vesículas e vênulas preenchidas por carbonato cortando o corpo magmático em parte cloritizado e epidotizado, possivelmente devido a processos de hidrotermalismo (Figura 4.4).

Petrograficamente foi observado no Lamprófiro a seguinte constituição:

|  |
|--|
| Matriz fina de textura iniquigranular porfírica segundo a qual foi observada estrutura de fluxo pela orientação de fenocristais de biotita;  |
| Agregados de biotita idiomórfica (origem primária);  |
| Cristais finos de feldspatos alcalinos com hábito ripiforme junto na matriz (esferolito de Sanidina);  |
| Presença de cavidades com vidro vulcânico desvitrificando para sanidina;   |
| Cristais de magnetita com hábito cúbico marcante (0,05 - 0,2mm);   |
| Agregados finos de carbonato intersticial preenchendo os espaços ao redor das biotitas e na matriz. Também como fenocristais com até 0,5 mm; |
| Fenocristais de olivina alterados (< 0,5 mm);  |
| Volume total: biotita (60%); vidro (10%); olivina (10%); sanidina + carbonato (15%); opacos (5 %);   |
| Classificação: Lamprófiro tipo "Minete", ou seja, biotita como principal fenocristal e carbonato, olivina e sanidina na matriz.              |



Figura 4.4: (a) Porções do lamprófiro ricas em biotita e cristais centimétricos de carbonato; (b) Carbonato preenchendo fraturas; (c) Matriz fina alterada contendo piroxênio, biotita e vesículas preenchidas com carbonato.

Quanto aos diques básicos, ocorrem no local duas intrusões de diabásio de grande porte (Figura 4.5) com até 20 m de largura e um terceiro corpo intrusivo de menor dimensão que corresponde ao dique de lamprófiro localizado entre os dois anteriores.

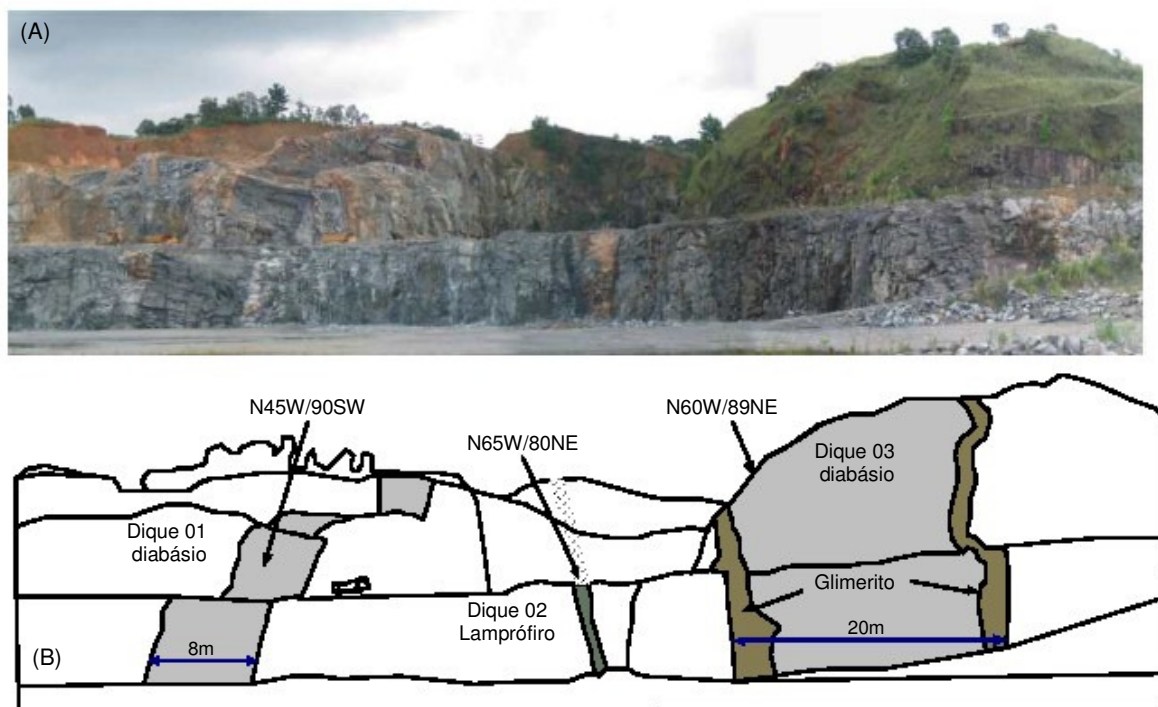


Figura 4.5: Visão geral do afloramento onde estão posicionados os dois diques de diabásio e um terceiro corpo intrusivo alcalino, no centro da foto (A) e do croqui (B).

Todos os três apresentam-se fraturados e rompidos por falhas transcorrentes responsáveis pelo cisalhamento rúptil marcante nas rochas. Há também algumas apófises de diabásio cuja matriz é afanítica, que variam de 10 cm a 1,5 m de largura. A direção predominante destes corpos é próxima a N45W com mergulhos subverticais variando nos quadrantes NE e SW.



Nos corpos maiores podem ser vistos em escala macroscópica cristais bem formados de plagioclásio, anfibólios e piroxênios com até 4 mm, em meio a uma matriz equigranular fina a média. No caso do dique 03 maior, foi observado nas bordas do corpo intrusivo vênulas e vesículas preenchidas com carbonato e, grande quantidade de biotita formando aglomerados deste mineral. Para a porção diferenciada com mineralogia rica em biotita observada no contato do dique com a rocha encaixante, foi usada a denominação de Glimerito.

A intrusão magmática de carácter alcalino (dique de lamprófiro) com até 1,5 m de largura, foi vista no afloramento encaixada entre zonas de cisalhamento intenso produzidas por falhas transcorrentes paralelas à direção NW-NE (Figura 4.6). No detalhe da figura 4.6, a análise cinemática de uma destas zonas de falhas mostra movimentação dextrógiro provocando o deslocamento de blocos do lamprófiro na direção principal N30W/87NE com estria N150/12. Tal movimento é evidenciado por uma superfície estriada preenchida em parte por epidoto. As observações permitem concluir que o corpo alcalino parece ter aproveitado a mesma zona de fraqueza de um dique de diabásio, intrudindo o mesmo na direção N65W/89NE (Figura 4.7).

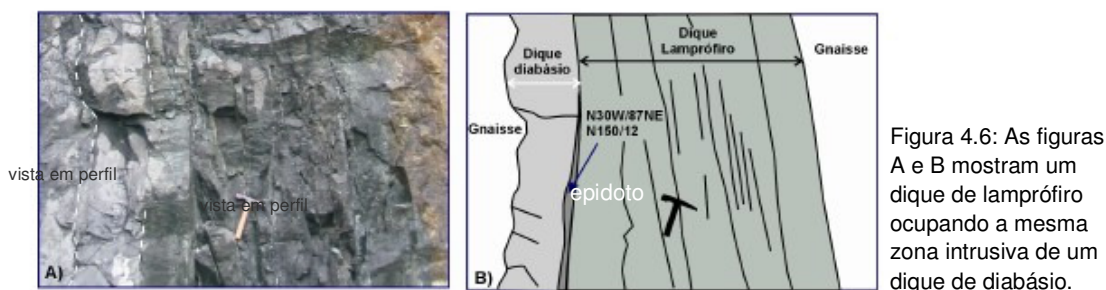


Figura 4.6: As figuras A e B mostram um dique de lamprófiro ocupando a mesma zona intrusiva de um dique de diabásio.

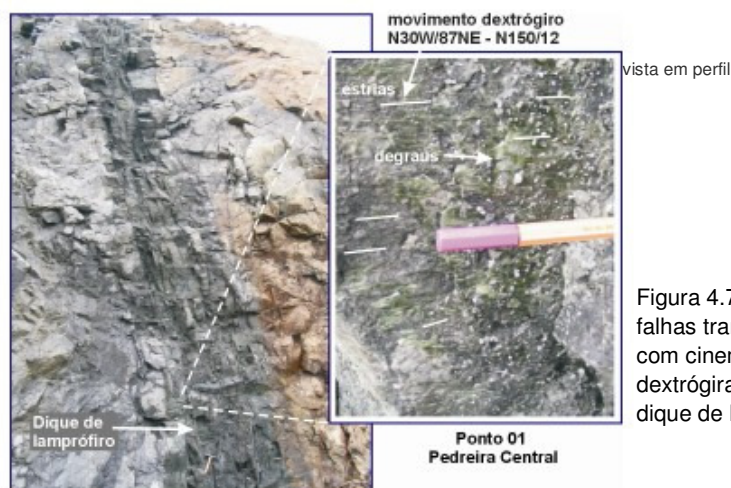


Figura 4.7: Zona de falhas transcorrentes com cinemática dextrógiro que cortam dique de lamprófiro.

A ocorrência de diques de lamprófiros diretamente na região metropolitana de Curitiba é descrita pela primeira vez neste trabalho. Por sua vez, outros estudos (VASCONCELLOS et al., 2002) identificaram corpos intrusivos semelhantes em cinco localidades distintas na porção leste



do Estado do Paraná: Granito Anhangava (Borda do Campo, município de Quatro Barras); Formação Guaratubinha (município de São José dos Pinhais); Matinhos (Paranaguá, PR-508); Mato Preto e finalmente na localidade de Campo Magro.

De modo geral as rochas encontram-se bastante fraturadas e cujos padrões, à primeira vista, parecem afetar os diferentes litotipos com a mesma intensidade. Nos granitóides, porém em algumas porções mais deformadas ocorre o microfraturamento e esmagamento dos minerais devido a processos cataclásticos gerados por deformação dútil (Figura 4.8).



Figura 4.8: Estrutura cataclástica em rocha granitóide provocada por deformação dútil.

#### Principais trends estruturais (descrição geral):

No total foram coletadas na pedreira Central 371 medidas de planos de fraturas, dentre as quais 70 correspondem às falhas e suas respectivas estrias de atrito.

Observando os diagramas sinópticos tanto das fraturas em geral quanto das falhas, no diagrama da Figura 4.9 (A) verifica-se que os trends estruturais de maior destaque são o NE seguido de N-S. No diagrama da Figura 4.9 (C) as direções NE, N-S e NW correspondem a sistemas de falhas transcorrentes marcantes e predominantemente com mergulhos verticais a subverticais, variando entre 45° e 60°, porém menos expressivas no afloramento. As falhas normais e inversas subverticalizadas são estruturas menores e ocorrem de forma restrita no local (Figura 4.9, B). Já as fraturas subhorizontais, embora sejam subordinadas e nem sempre de natureza tectônica, freqüentemente estão associadas à circulação de água entre os planos. Nos trends das direções das fraturas N45-60W ou ainda ENW (Figura 4.9, C) a tendência geral é dos planos serem ainda mais fechados e preenchidos com material coesivo cataclástico de cor negra (ultracataclasito).

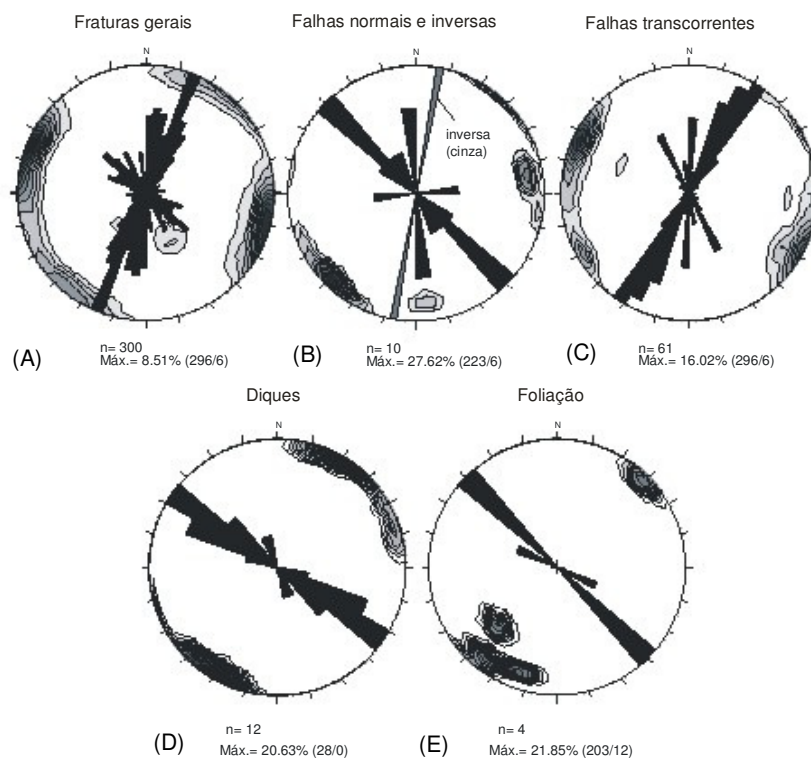


Figura 4.9: Representação das rosetas e pólos máximos dos planos dos elementos estruturais do ponto 01: (a) Fraturas gerais; (b) Falhas normais e inversas e (c) Falhas transcorrentes.

Quanto à geometria das falhas transcorrentes, os arranjos possíveis encontrados para este tipo de estruturas são diversos sendo comum ocorrer a geometria curvilinear formando padrão amendoado, principalmente para os planos de direção N-S.

Enquanto as juntas são descontinuidades planares de dimensões decimétricas a métricas, as falhas transcorrentes atingem dimensões decamétricas. Ambas as descontinuidades produzem padrões conjugados, comum nos sistemas de juntas subverticais NW com NE.

#### Falhas Transcorrentes NE-SW

Uma das características marcantes em relação a esta família de fraturas é o caráter oblíquo e predominantemente sinistrógiro das falhas existindo, no entanto, grande número de falhas dextrógiro. Na direção deste trend estrutural o cisalhamento rúptil é muito intenso segmentando a rocha em blocos que se deslocam de forma escalonada, conforme a atuação da deformação que gerou um sistema de falhas transcorrentes paralelas e repetitivas.

No dique de maior dimensão (20 m de largura) a zona de falha é melhor evidenciada possibilitando observar a cinemática vigente. Como os planos das falhas transcorrentes são oblíquos, as estruturas podem ser descritas como anti-horárias com componente de deslocamento normal ou inversa.

Nas figuras 4.10 e 4.11 é apresentado um modelo simplificado para ilustrar as relações acima mencionadas e, portanto os planos transcorrentes anti-horários foram ilustrados sempre com mergulhos verticais para facilitar a representação. Sob os dois diferentes ângulos de observação (a) e (b) foi retratada a situação vista em campo quando o deslocamento das falhas anti-horárias cria as estrias de atrito ora oblíquas (inversas), ora com componente normal.

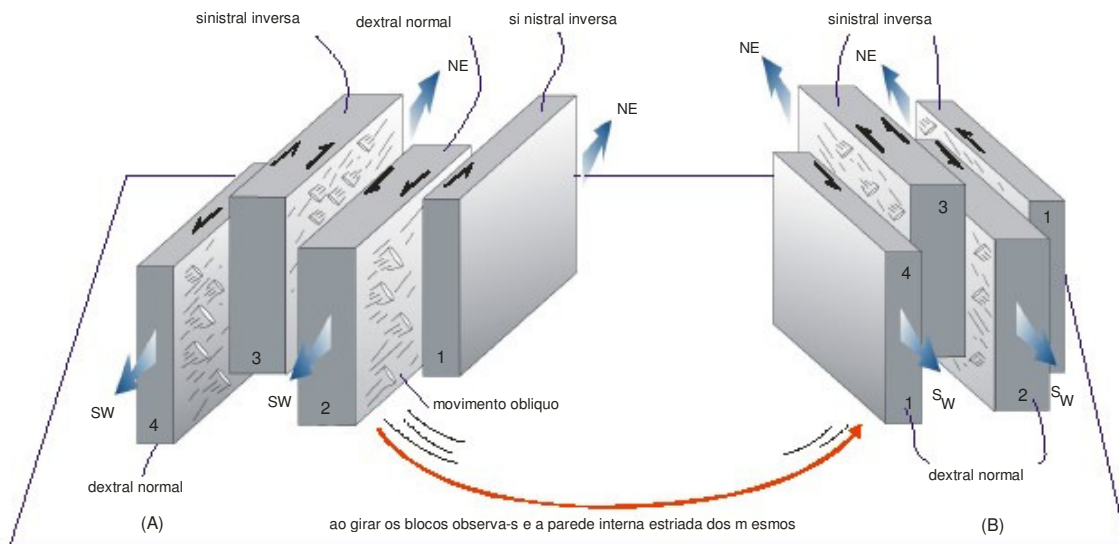


Figura 4.10: Desenho esquemático mostrando o padrão gerado pelo deslocamento de planos de falhas anti-horárias com componente de deslocamento inverso.

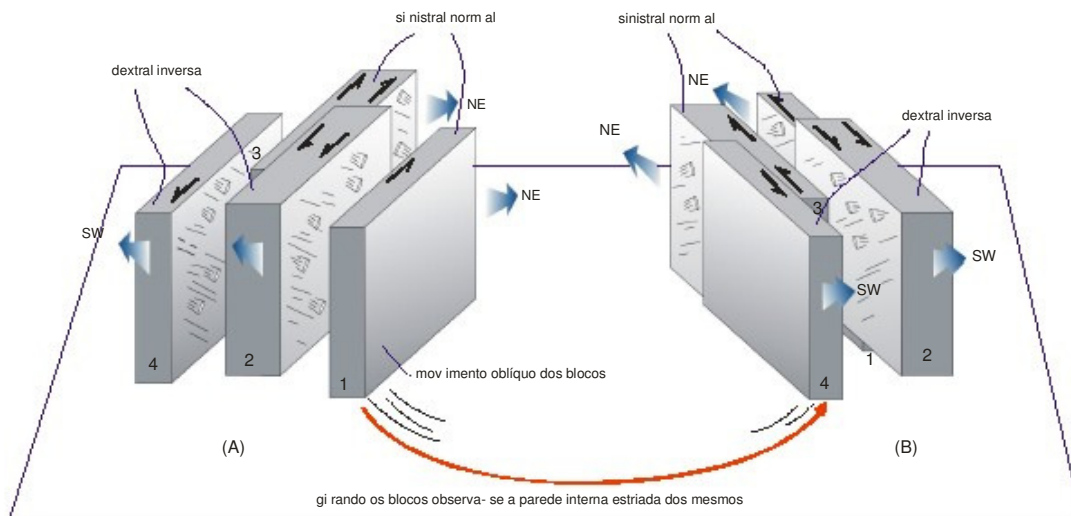


Figura 4.11: Desenho esquemático mostrando o padrão gerado pelo deslocamento de planos de falhas anti-horárias com componente de deslocamento normal.

Esta alternância no sentido do deslocamento foi bem observada na superfície das paredes dos planos estriados que cortam os diques maiores de diabásio. Frequentemente os planos de

falhas que cortam estas rochas produzem espelhos de falhas brilhantes e estrias de atrito bem evidenciadas (Figura 4.12).



Figura 4.12: (a) Espelho de falha e (b) e (c) Superfícies estriadas produzidas por falhas transcorrentes de direção NE/SW que seccionam os diques de diabásio.

Os planos NE são marcantes, apresentando-se lisos ou levemente ondulados, são de grande porte, contínuos, repetitivos e destacam-se em relação às outras famílias. Em alguns casos há preenchimento de epidoto ou calcita nas fraturas, porém com menor frequência o que dificulta o reconhecimento de estrias de atrito nas paredes dos planos em rochas gnáissicas, ao contrário dos diques onde os indicadores cinemáticos em geral são melhor preservados. Em algumas estruturas, a exemplo de uma falha anti-horária normal NE, da figura 4.13, foi verificada a presença de pirita na superfície lisa com abertura do plano entre 1 e 4 cm, característica freqüente nesta família. O preenchimento da fraturas se faz com material de cor negra e coesivo (ultracataclasito), no entanto os planos são na sua maioria abertos.

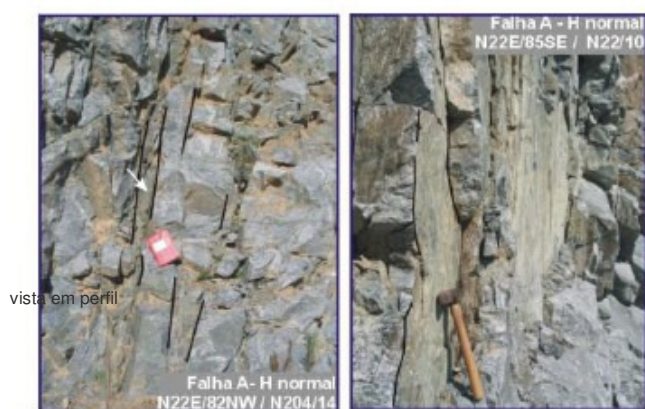


Figura 4.13: Planos de falhas NE cortando rocha gnáissica caracterizam-se pelo grande porte, continuidade e superfície pouco rugosa das paredes.

### Falhas Transcorrentes N-S

Embora as famílias de fraturas NE predominem em quantidade, os trends N-S destacam-se em relação às demais discontinuidades por estarem associados a grandes zonas de



cisalhamento dútil e devido a suas características particulares. Uma delas é a presença freqüente de material muito fino, não coeso e de caráter argiloso, correspondendo a resíduo de pó de falha de cor marrom clara na superfície das paredes da maioria dos planos das falhas. Dentre todas as estruturas, nesta família é onde as zonas de cisalhamento são mais intensas, onde a cataclase gera o padrão amendoado havendo freqüentemente circulação de água entre as fraturas (Figura 4.14, fotos A, B e C). Em média os ângulos de mergulho dos planos são de 75°, no entanto, podem ser encontradas variações chegando até valores oblíquos de 50°.

Também foi verificado nos planos, por vezes o preenchimento com ultracataclasito e presença de epidoto, porém as superfícies são em geral lisas e abertas com espaçamento de até 3 cm nas falhas ou juntas extencionais com direção no intervalo entre N10W a N10E.

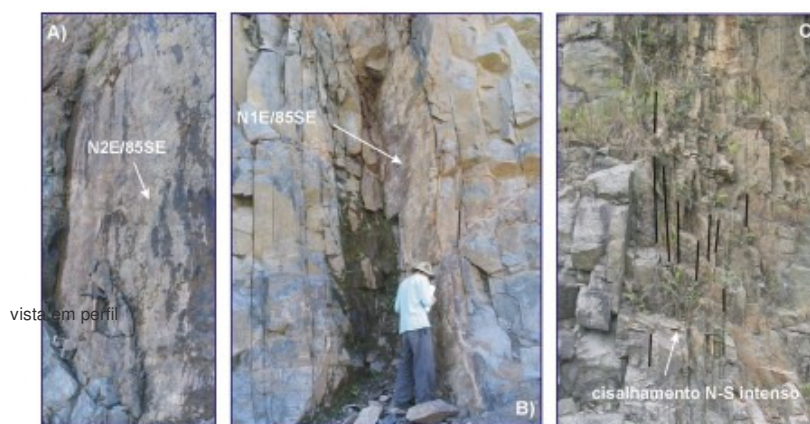


Figura 4.14: Planos típicos gerados por falhas transcorrentes N-S apresentando padrão amendoado e que produz cisalhamento intenso gerando pó pulverizado nas fraturas.

Uma outra característica marcante deste trend estrutural é a distribuição dos planos de forma regularmente espaçada entre 20 a 30 cm ou gerando fraturas paralelas com uma elevada penetrabilidade e com espaçamento entre si menor do que 5 cm produzindo a intensa cataclase e moagem gerando pó de rocha. O cisalhamento dútil segundo o trend N-S também gera falhas nos diques maiores como pode ser visualizado na figura 4.15. Na foto (A) a superfície do plano falhado apresenta preenchimento com epidoto e calcita, enquanto na foto (B) as estrias e os degraus estão impressos diretamente nas paredes do dique.

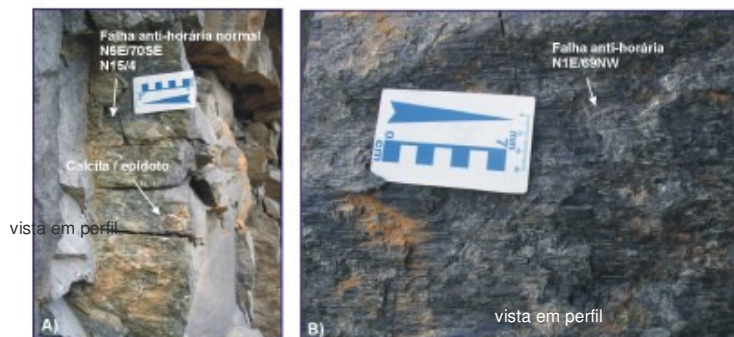


Figura 4.15: Estrias de atrito e degraus indicando o movimento de falhas N-S no dique (movimentação anti-horária com componente normal).

### Falhas Transcorrentes NW-SE

O trend NW aparece menos evidente nos diagramas sinópticos (Figura 4.9), entretanto apresenta freqüência alta produzindo planos de falhas bastante expressivos e que também cortam e segmentam os grandes diques de diabásio.

No que diz respeito à abertura dos planos na sua grande maioria subverticalizados, verificou-se que as direções compreendidas no intervalo N15-10W tendem a ser mais abertas do que as estruturas próximas a N30-35W, apesar deste último intervalo ser o trend dominante. É comum ocorrer nos planos NW material de preenchimento de cor negra, argila e calcita, no entanto, nas famílias próximas a N-S freqüentemente há circulação de água entre as fraturas. Os planos desta família são muito semelhantes entre si, ocorrem de forma sistemática em todo afloramento e produzem cisalhamento intenso nas rochas como pode ser verificado na figura 4.16. Outro exemplo é mostrado nas fotos (C) e (D) desta figura onde uma falha NW causa moagem e cominuição no contato entre a rocha gnáissica e um dique de diabásio, gerando farinha de falha, degraus e nichos originados por arrancamento de rocha nas paredes.

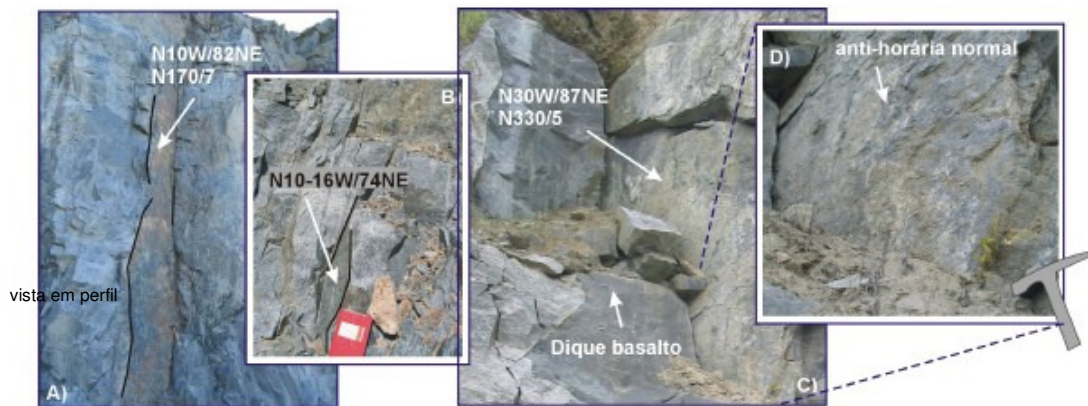


Figura 4.16: Exemplos da família de falhas transcorrentes NW produzindo cisalhamento nas rochas.

### Estruturas Plumosas

As estruturas plumosas foram observadas localizadamente em planos de falhas de direção N60W/87NE cortando o dique 01 (com 8 m de largura). As relações cronológicas entre os planos indicam, por sua vez, que falhas transcorrentes no intervalo N25-30E cortam as estruturas anteriormente mencionadas. A seqüência de fotos (A) até (D) da figura 4.17 mostra ambas as famílias no plano frontal e lateral, assim como estrias de atrito produzidas pelas falhas transcorrentes NE, formando sulcos profundos tanto no dique quanto na rocha gnáissica.

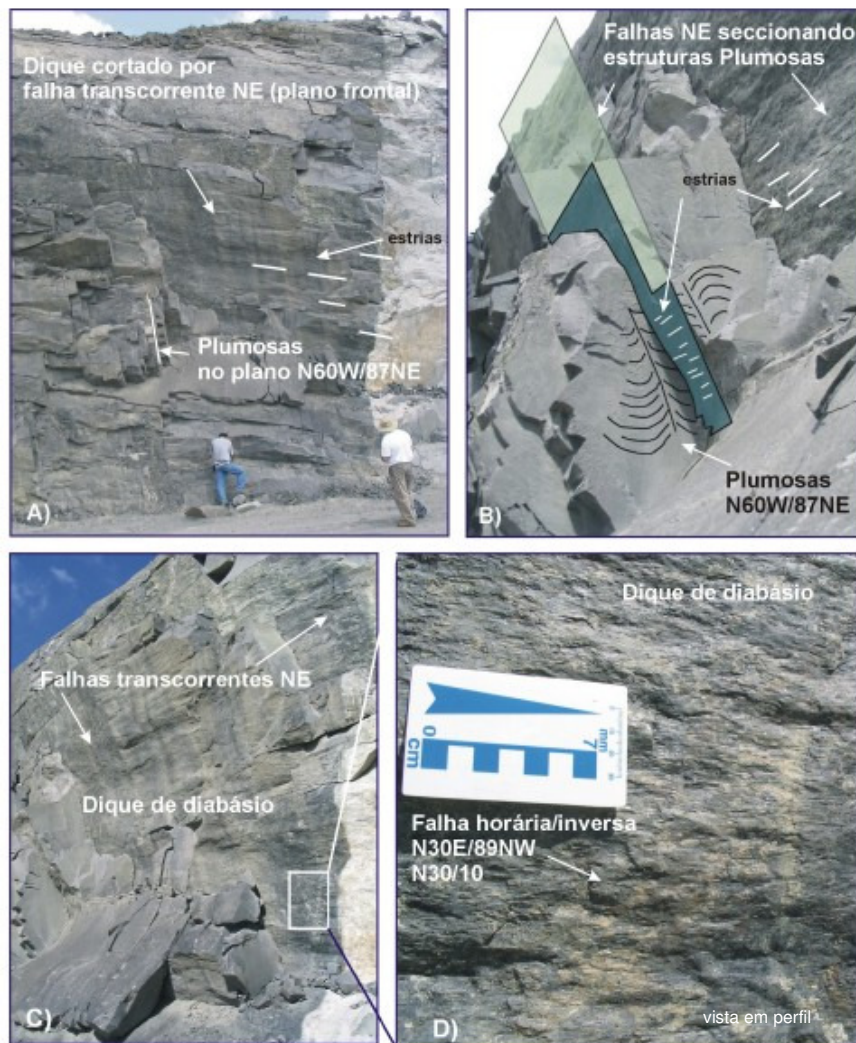


Figura 4.17: Sequência de fotos mostrando estrutura plumosa em um plano NW, sendo cortada por falhas transcorrentes NE.

#### Fraturas subhorizontais

As fraturas subhorizontais são observadas em vários locais do afloramento, sendo quase sempre abertas e associadas à circulação de água. Entre algumas superfícies há inclusive o desenvolvimento de vegetação, evidenciando maior umidade no local (Figura 4.18, C).

Quanto à natureza das estruturas, os tipos observados foram os seguintes: (a) juntas tectônicas: apresentam superfícies planares bem evidenciadas, tem continuidade lateral e formam padrão regularmente espaçado (Figura 4.18, fotos A e B); (b) estruturas atectônicas: grandes planos espaçados, curvilíneos e de pouca continuidade lateral (Figura 4.18, foto C); (c) grandes fraturas de mergulho baixo (20 a 30°): ocorrem de forma isolada ou por vezes formando pares conjugados em forma de X (Figura 4.19). Estas últimas famílias são as estruturas que mais se destacam em toda região por atravessarem os diques e gnaisses gerando brecha cataclástica nas rochas do Complexo Atuba.



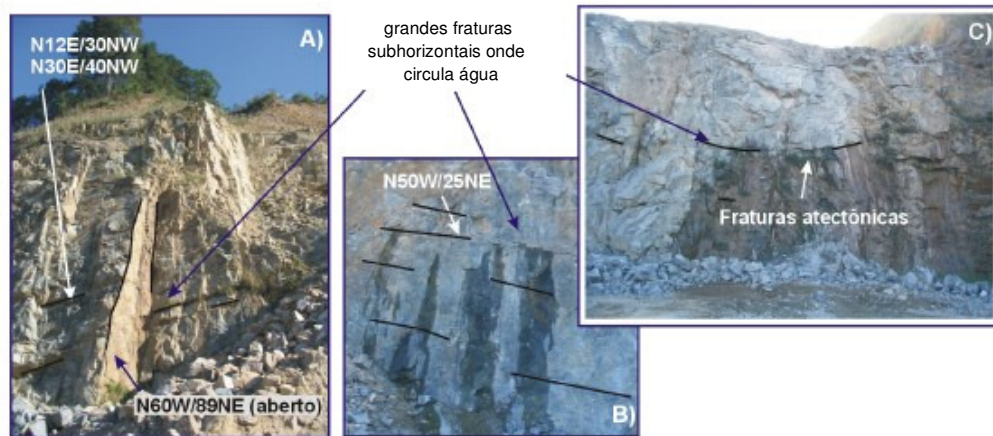


Figura 4.18: (a) e (b) Juntas tectônicas com continuidade lateral e que formam padrão regularmente espaçado; (c) Grandes planos espaçados, curvilíneos e de pouca continuidade lateral.



Figura 4.19: Grandes planos tectônicos subhorizontais formando padrão em X.

Na figura 4.20 é mostrado outro exemplo de uma estrutura de baixo ângulo (tipo c) apresentando geometria curvilinear, lembrando a forma de um sigmóide na porção onde a falha atravessa um potente dique de diabásio e encaixantes.

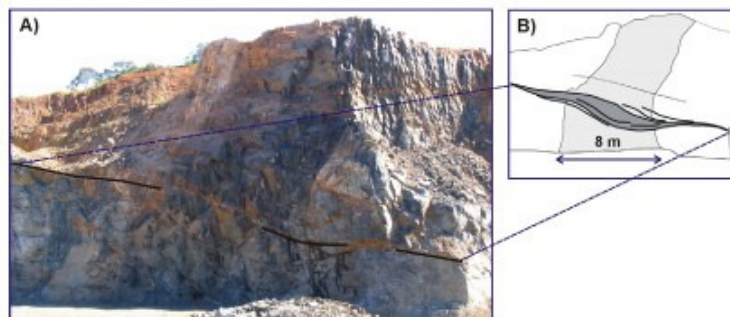


Figura 4.20: Fratura de baixo ângulo (falha inversa) gerando cataclasamento intenso em um dique de diabásio.

### Estruturas E-W, ENW e ENE

As estruturas nestas direções ocorrem de forma localizada no afloramento apresentando quase sempre preenchimento com epidoto e material de cor negra entre os planos de fraturas verticalizados e em geral mais fechados em relação às outras discontinuidades. No exemplo da



figura 4.21 as fraturas de direção N62-75W apresentam planos levemente curvilineares e com superfícies pouco rugosas, cortando um sistema de juntas tectônicas subhorizontalizadas.

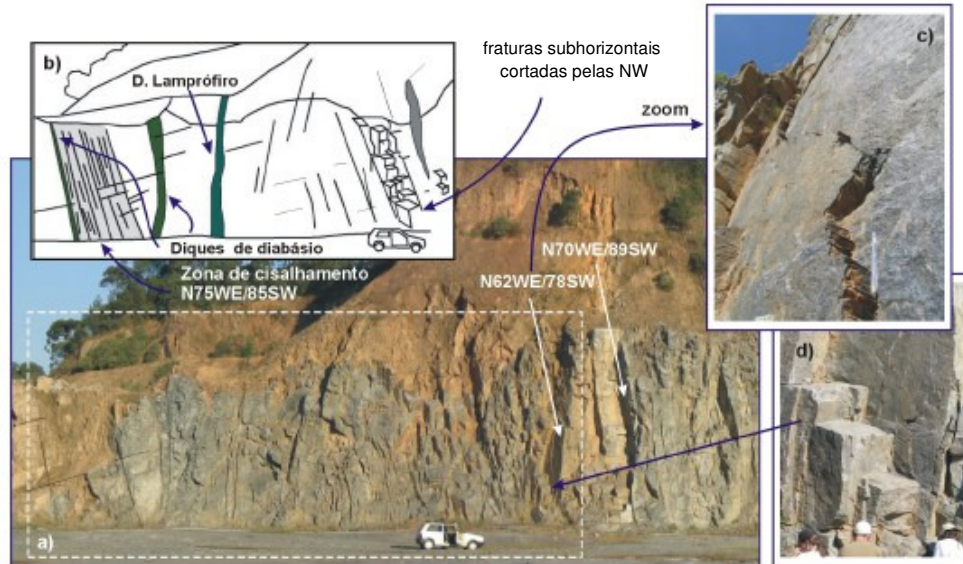


Figura 4.21: (a) Panorama mostrando famílias de fraturas verticalizadas N60-70W; (b) Detalhe indicando a ocorrência de diques de pequeno porte próximos a uma zona de cisalhamento intensa na mesma direção dos planos NW e (c) Juntas subhorizontais cortadas por falhas NW com movimentação sinistrgira normal.

#### Planos de fraturas conjugadas

Os sistemas conjugados ocorrem tanto nos planos verticalizados das fraturas NW e NE, quanto nas famílias de grandes fraturas de baixo ângulo, sendo estas últimas cortadas pelos pares anteriores. No exemplo da figura 4.22, o padrão em X produzido por duas famílias de fraturas (NE e NW) evidencia a forte relação entre os dois sistemas. Como anteriormente mencionado, estas mesmas famílias subverticalizadas seccionam juntas subhorizontais, estas por sua vez organizadas segundo um padrão regular e repetitivo na direção N65E/40NW (Figura 4.23).

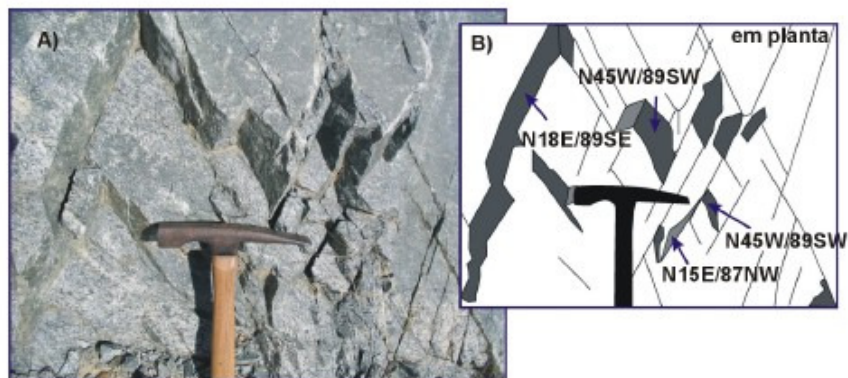


Figura 4.22: Vista em planta de um sistema conjugado produzido por fraturas verticais NE e NW.

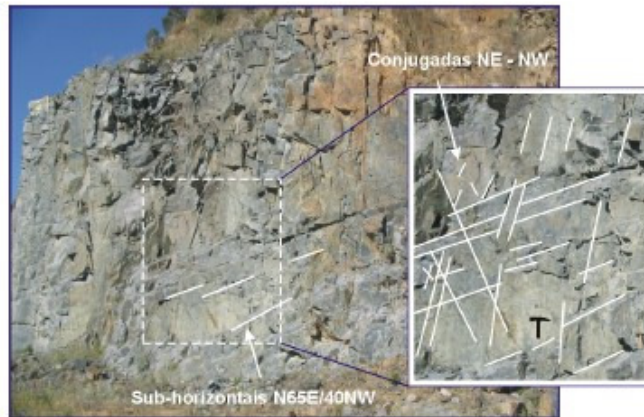


Figura 4.23: (a) Vista em planta de um sistema conjugado produzido por fraturas verticais NE e NW: Sistema conjugado de fraturas subverticais cortando juntas subhorizontais.

Uma outra variação dos pares em X é dado pela própria família de fraturas subverticais NE onde A e A' (Figuras 4.24) fazem parte do mesmo sistema conjugado escalonado e concomitante das estruturas próximas à direção N15-30E. Os pares entrecruzados são originados pela variação do mergulho dos planos ora para o quadrante SE ora para o quadrante NW. Em meio às fraturas, por vezes ocorre crescimento fibroso de epidoto iniciando da parede para o centro da fratura onde o preenchimento é mais maciço do que nas bordas.

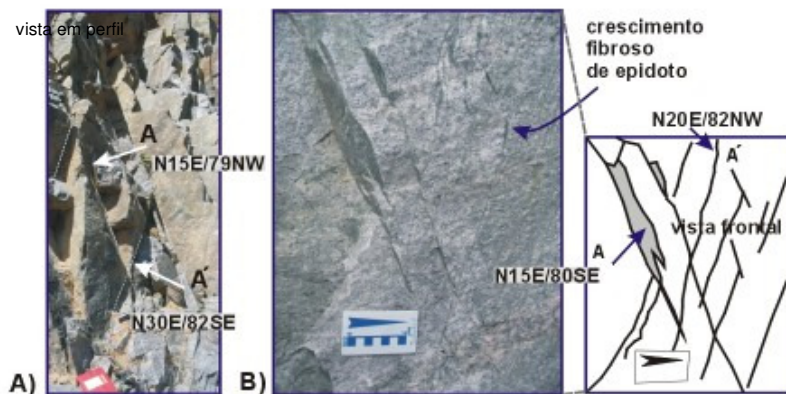


Figura 4.24: (a) Sistema conjugado da família NE; (b) Mesmo padrão de fraturas NE entrecruzadas, porém, apresentando crescimento de epidoto com hábito fibroso entre os planos.

### Falhas Normais e Inversas

As falhas normais e inversas com ângulos maiores que 45° ocorrem no local de forma menos expressiva, sendo observados unicamente planos isolados sem haver a formação de famílias distintas. Dois casos mais expressivos são mostrados adiante para exemplificar estas estruturas. A primeira falha normal de direção N80E/84NW teve seu movimento identificado a partir de uma feição sigmoidal (Figura 4.25) e, no segundo caso as estrias verticais e degraus bem evidenciadas sobre uma superfície preenchida por epidoto e calcita serviram como indicadores cinemáticos para a falha de direção N10W/77SW (Figura 4.26).

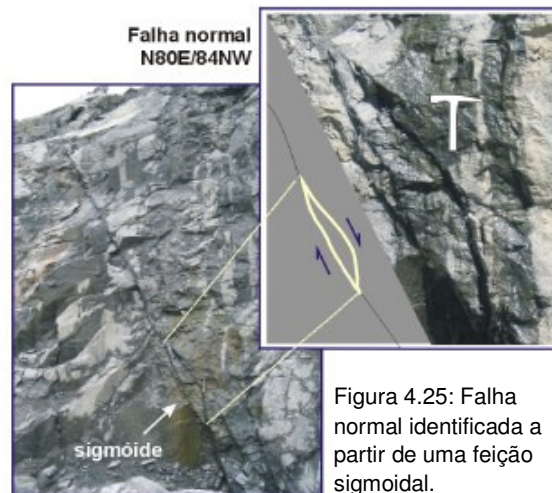


Figura 4.25: Falha normal identificada a partir de uma feição sigmoidal.



Figura 4.26: As estrias e degraus impressas sob uma superfície preenchida por epidoto e calcita indicam a cinemática da falha normal.

### Estruturas em flor

No afloramento foram observadas duas feições atribuídas a estruturas em flor, no entanto, ambas aparecem rompidas devido aos trabalhos realizados nas frentes de lavra o que dificultou a identificação das mesmas com maior segurança. A primeira estrutura observada é formada por planos amendoados e justapostos de direção N50W/77NE contendo tanto estrias de atrito horizontais quanto estrias verticais, estas últimas mais evidentes (Figura 4.27).

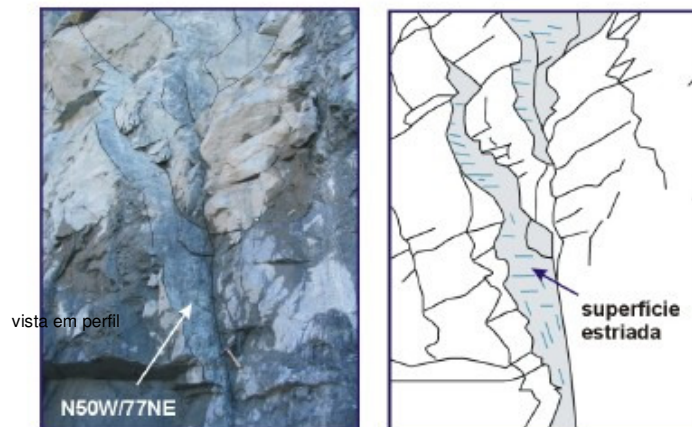


Figura 4.27: Planos amendoados, justapostos lembrando uma estrutura em flor.



A segunda estrutura com direção principal N5-15W/85SW apresenta no topo planos com mergulhos menos inclinados, formando padrão anastomosado semelhante a uma estrutura em flor negativa (Figura 4.28).

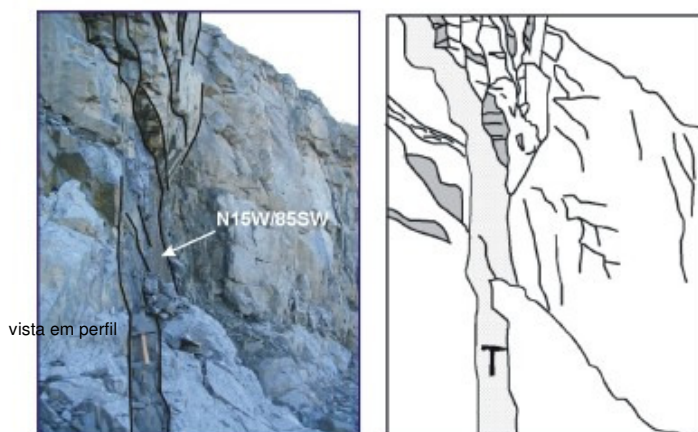


Figura 4.28: Porção rompida de uma possível estrutura em flor negativa com plano principal na direção N5-15W/85SW.

#### 4.2.2 Ponto 02 - Pedreira Maringá

O local revela boas exposições e possibilita a caracterização de diferentes trends estruturais relacionados à tectônica transcorrente, bem como um segundo sistema representado por grandes planos de falhas normais associados a uma deformação mais antiga.

A lavra localiza-se nas circunvinhanças da pedreira Central e o acesso principal é feito pela BR 277 seguindo pela avenida do contorno norte de Curitiba até o cruzamento com a rua da pedreira. Coordenadas UTM locais: (663071 - 7188811).

#### Litotipos

A figura 4.29 mostra a visão geral do local (seção N-S), mostrando o gnaiss granodiorítico intercalado com faixas anfibolíticas do Complexo Atuba, intrudido por um grande dique de diabásio com até 18 m de largura cuja atitude é N50W/60NE.

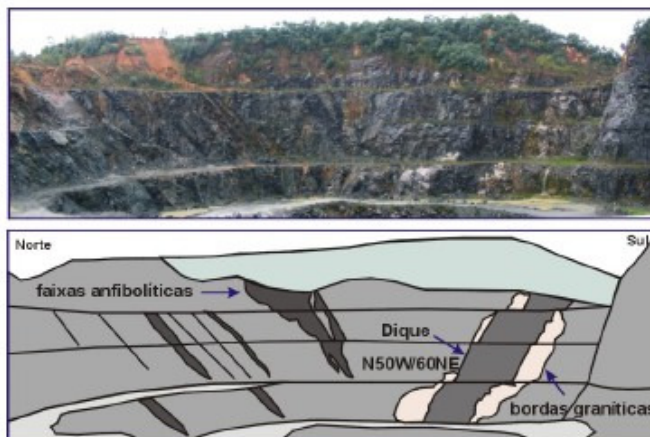


Figura 4.29: Foto e croqui com a vista geral do local segundo uma seção N-S.

O gnaiss granodiorítico apresenta bandamento composicional submilimétrico, faixas anfibólicas de extensão métrica, porções gnaissico-graníticas, porções pegmatíticas e veios de epidoto. Pela observação macroscópica a rocha, por vezes, não apresenta orientação mineral definindo estrutura maciça e foi descrita como granulito ou gnaiss granulizado com granulação fina. A foliação que apresenta direção N70E/SW até E-W com alto mergulho é caracterizada por bandamento composicional submilimétrico no gnaiss granodiorítico e bandamento melhor desenvolvido com faixas leucocráticas com até 6 cm no gnaiss granito (Figura 4.30, foto A). Em meio à matriz equigranular fina a média foi verificado a presença de xenólitos com proporções centimétricas (foto B). Preenchimento coeso de cor negra (ultracataclasito) ocorre com maior freqüência nas fraturas NW-SE com mergulhos empinados (foto C) e nos planos de direção E-W.

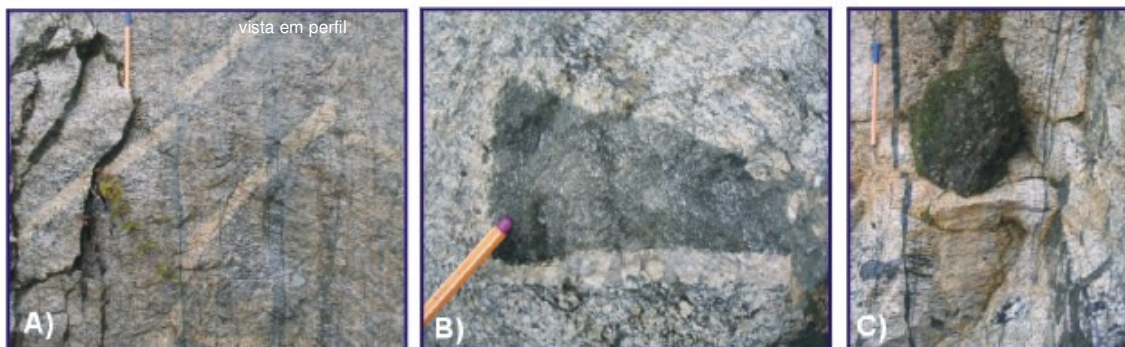


Figura 4.30: (a) Bandamento gnáissico deslocado por fraturas N62W/63NE; (b) Xenólito; (c) Ultracataclasito preenchendo fraturas NW.

Próximo às bordas do dique de diabásio ocorrem veios de epidoto com até 7 cm de espessura (foto A), assim como remobilizados granitóides contendo faixas pegmatíticas com fenocristais de feldspatos potássicos (microclínio) e anfibólios com até 3 cm e 8 cm respectivamente (foto B). Outra variação do microclínio, amazonita de cor esverdeada em meio à matriz rica em quartzo, foi observada pela primeira vez no local (Figura 4.31, foto C).



Figura 4.31: (a) Veio de epidoto; (b) Porções pegmatíticas; (c) Cristais centimétricos de feldspato esverdeado (amazonita), quartzo bem formado e microclínio de cor rosa.

Na vizinhança com o dique também ocorrem porções ricas em feldspato potássico de cor com tonalidade vermelha-rósea (Figura 4.32, fotos A - B) assim como albita formando a mistura micropertita e quartzo gerando intercrescimento gráfico (Figura 4.32, C).

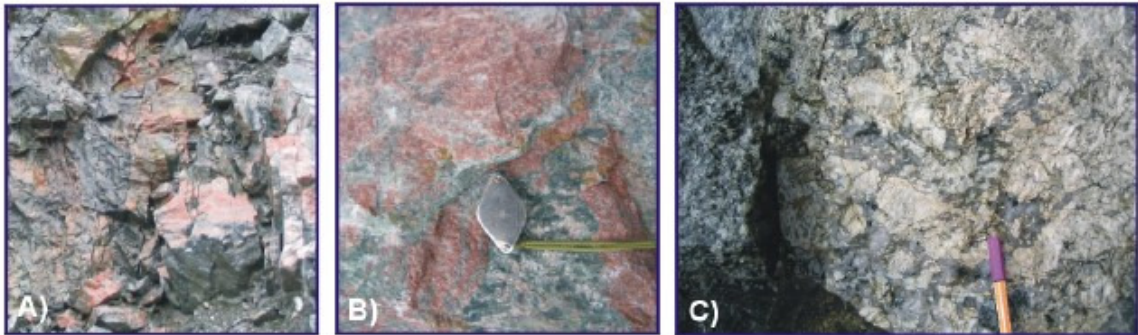


Figura 4.32: (a) e (b) Porções ricas em feldspato potássico; (c) Intercrescimento gráfico e micropertita.

#### Principais trends estruturais (descrição geral):

As medidas de 234 planos de fraturas correspondem na maior parte a estruturas de altos mergulhos, cuja moda de maior destaque é a direção N-S, seguida do intervalo N20-30E e de uma terceira família N65E (Figura 4.33, A).

No diagrama sinóptico das falhas E-W (Figura 4.33, B) são representadas 28 estruturas transcorrentes de grande porte. Outras três modas bem definidas N35W, N-S e N35E (Figura 4.33, C) representam as famílias dominantes no local caracterizadas por falhas transcorrentes associadas a um sistema N-S. Segundo o trend N35W foi observado grande volume de água percolando entre os planos das fraturas desta família.

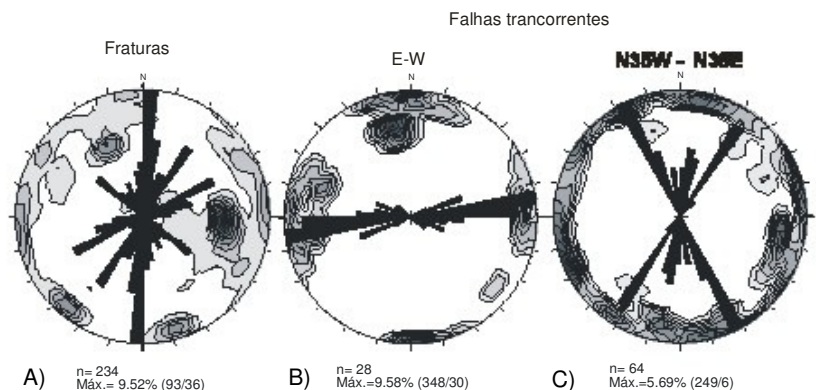


Figura 4.33: (a) Diagramas sinópticos para os planos de fraturas em geral; (b) Falhas transcorrentes: famílias E-W e (c) Intervalo N35W a N35E.

As falhas normais ocorrem de forma secundária, porém representam grandes estruturas curvilineares, marcantes e com 60° de mergulhos dos planos em média (Figura 4.34).





Figura 4.34: Diagramas sinópticos para as falhas normais.

### Estruturas N-S

A falha do morro (Figura 4.35, A) mostra que a família N-S atinge proporções decamétricas com geração de cisalhamento rúptil marcante na rocha. Esta grande estrutura anti-horária N5-10W/80NE com estrias N175/5, está associada a um sistema de fraturas paralelas e repetitivas entre si seccionando o corpo rochoso em toda sua extensão, cortando planos atectônicos e estruturas tectônicas de baixo ângulo (20-30°), estas últimas, por sua vez formam padrão conjugado (B). Os planos são lisos, abertos e não contém preenchimento, mesmo assim é possível identificar com facilidade degraus e estrias horizontais marcantes (C).

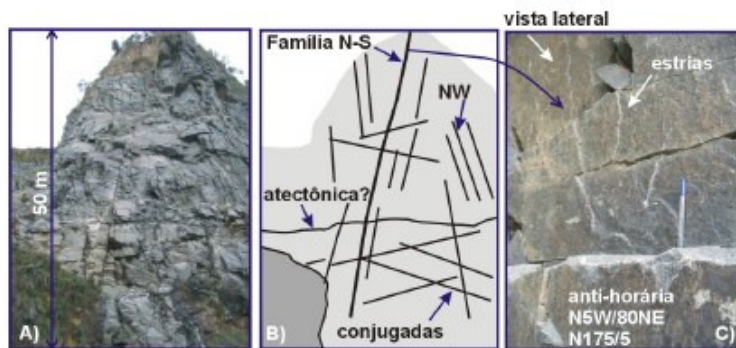


Figura 4.35: (a) Grande falha transcorrente próxima à direção N-S que secciona o morro da pedreira (a foto C é o grande plano N-S do croqui B).

As fotos (A) e (B) (Figura 4.36) mostram com maior aproximação o cisalhamento rúptil na direção N-S, que é responsável por um sistema de fraturas paralelas entre si com espaçamento regular e elevada penetratividade por onde circula água.

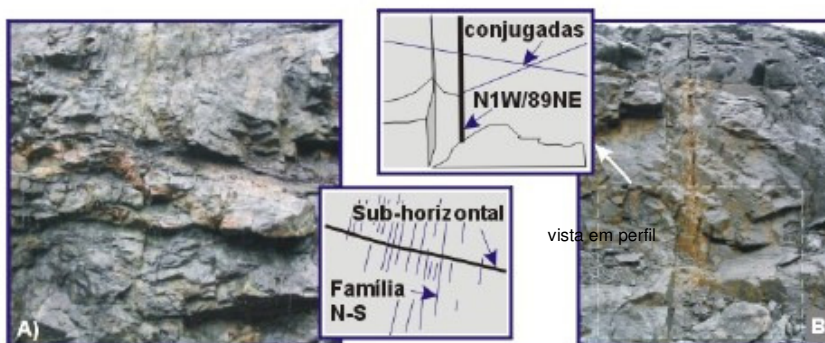


Figura 4.36: Sistema de fraturas N-S paralelas entre si que seccionam fraturas tectônicas subhorizontais conjugadas.

As fraturas N-S também segmentam apófises do diabásio deslocando tais corpos intrusivos menores de acordo com o movimento da falha, cuja cinemática é oblíqua com componente normal (Figura 4.37, foto A e B). Na foto (C) além da N-S, os planos próximos a N25E/60NW também seccionam a apófise, levando à conclusão que as fraturas N-S e NE-SW formam um sistema conjugado.

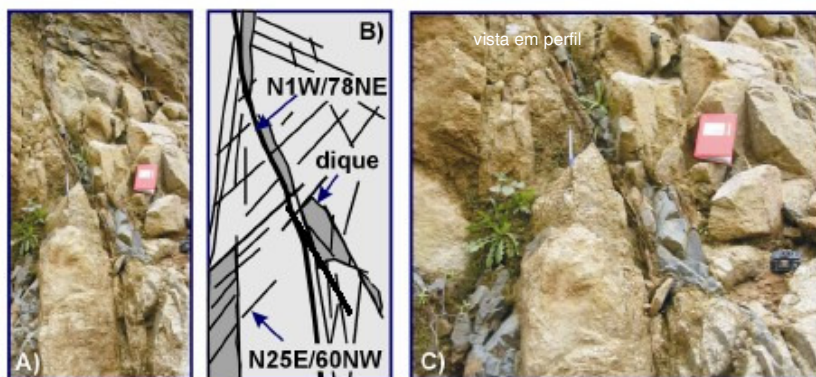


Figura 4.37: (a) e (b) Apófise de rocha básica deslocada por estrutura transcorrente N-S e NE. (c) Detalhe onde N-S e NE-SW caracterizam um conjugado.

Associado ao sistema N-S ocorrem estruturas conjugadas formadas pelo cruzamento das falhas transcorrentes no intervalo N35W, N-S e N35E, sendo mais freqüente entre as duas últimas famílias como mostrado em afloramento na vista em planta da figura 4.38.

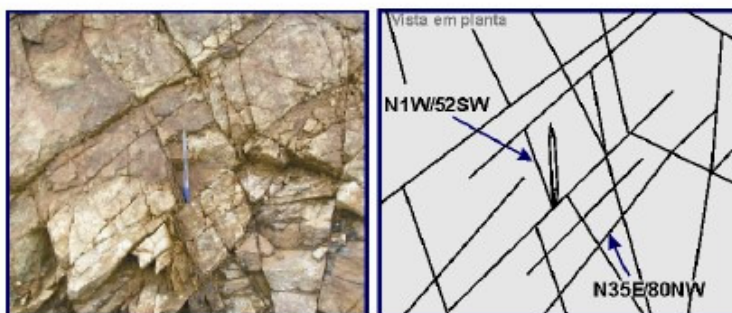


Figura 4.38: Vista em planta do padrão conjugado formado pelas fraturas NW, N-S e NE.

### Estruturas NW-SE

Este trend estrutural que varia no intervalo N-S a N35W é caracterizado por grandes planos com padrão amendoado que representam uma zona de cisalhamento rúptil de cerca de quinze metros de largura (Figura 4.39, A). A falha transcorrente com componente inversa e atitude N25W/89NE desloca-se obliquamente no sentido horário e produz estrias (N335/5) e nichos de arrancamento bem impressos nos planos que contém calcita e clorita (foto B e C).



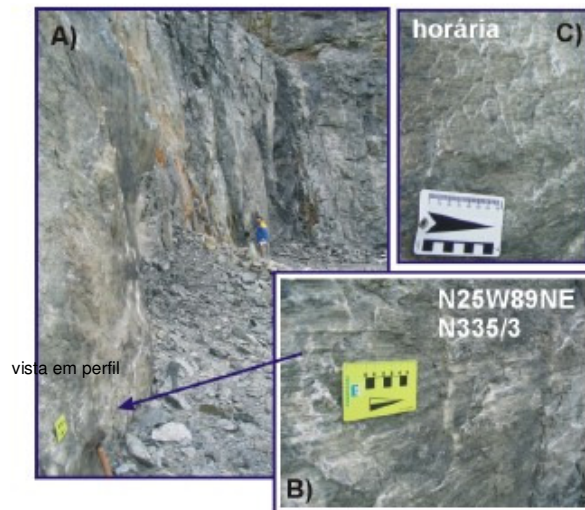


Figura 4.39: (a) Zona de cisalhamento NW com padrão amendoado; (b) e (c) Estrias e degraus evidenciando movimento dextrógiro

Na sequência das fotos (A, B e C) (Figura 4.40) observa-se o detalhe da percolação de água nos planos desta zona de cisalhamento transcorrente antes mencionada. O grande volume de água que circula nas fraturas, chama atenção.

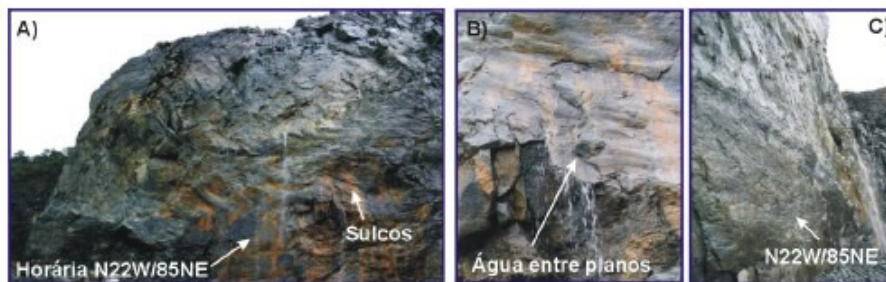


Figura 4.40: Sequência de fotos que mostra detalhe da circulação de água superficial nos planos transcorrentes.

Outras duas situações mostram planos estriados provocados por falhas transcorrentes NW-SE de movimentação dextrógiro. As características das superfícies estriadas variam, ora formando planos curvilineares preenchidos com epidoto (Figura 4.41, foto A), ora formando estruturas planas com calcita esparsa e componente de movimento inverso com até 30° graus de mergulho (fotos B e C).



Figura 4.41: (a) Plano curvilinear com epidoto de uma falha dextrógiro NW-SE; (b) Falha dextrógiro com estrias oblíquas no sentido inverso e (c) Falha NW-SE com paredes planas, contínuas.

Uma grande zona de cisalhamento na forma de estrutura em flor negativa foi identificada na direção do plano principal N18E/58SE (Figura 4.42, A). Na lateral inferior esquerda, conforme esquema da figura 4.42 (B) podem ser observados formas sigmoidais e na porção superior os planos são distribuídos na forma de leque em parte rotacionados sugerindo movimento oblíquo com componente normal.

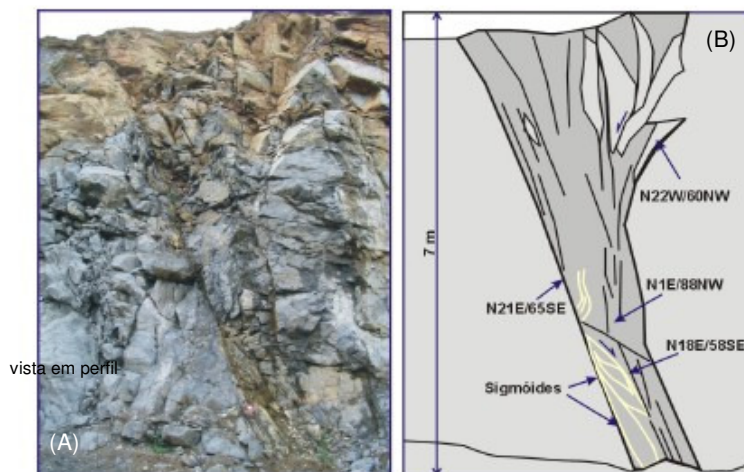


Figura 4.42: (a) Estrutura em flor negativa na direção principal do plano N18E/58SE; (b) Croqui que mostra os indicadores cinemáticos conforme os traços em amarelo (sigmóides).

### Estruturas NE-SW

Assim como as famílias N-S e NW-SE, as estruturas NE-SW são de grande porte e freqüentes como pode ser visto nos estereogramas das falhas e fraturas transcorrentes da figura 4.33 (C). No geral esta família é representada por planos subverticais abertos, mas também ocorrem estruturas menos empinadas ou curvilineares em forma de "S" aberto, a exemplo da zona de cisalhamento rúptil com direção N15E/50NW e cerca de 1,5 m de largura, que por sua vez é seccionada por um set NW-SE com direção N35W/68NE (Figura 4.43).

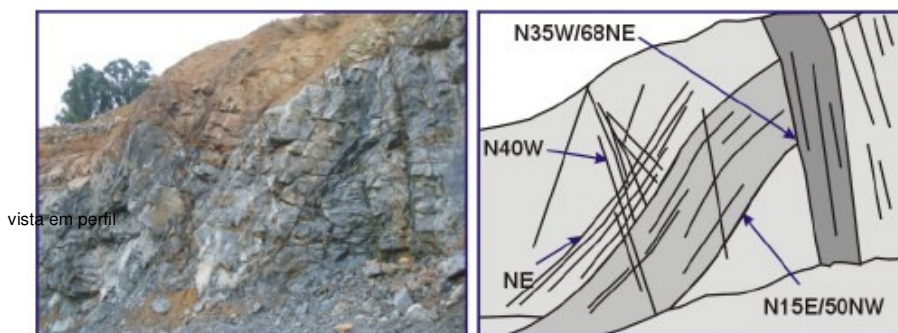


Figura 4.43: Estrutura rúptil NE marcante em forma de "S" atravessada pelos planos de direção N35W/68SE.

Na maioria dos casos a movimentação das falhas transcorrentes NE é anti-horária e os mergulhos das estrias variam desde subhorizontais até inclinadas com cerca de 30° (Figura

4.44). Os planos tem alta penetratividade, apresentam rugosidade média e são abertos podendo haver preenchimento de ultracataclasito e, por vezes calcita.



Figura 4.44: Falha anti-horária NE oblíqua com componente de deslocamento normal.

### Estruturas E-W

Uma característica marcante nesta família de falhas é a forma planar na base e curvilinear no topo (Figura 4.45). Segundo este trend estrutural foram medidas vinte e oito falhas transcorrentes a partir da identificação de estrias de atrito subhorizontais. Os planos de grande porte são freqüentes no afloramento, fechados, preenchidos com ultracataclasito e atravessados pelas famílias de falhas transcorrentes anteriormente descritas.

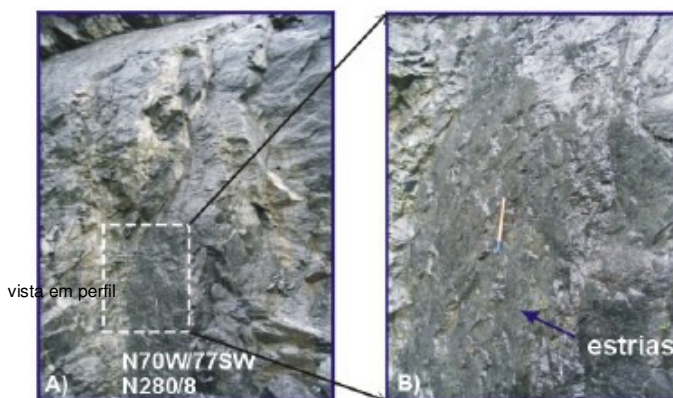


Figura 4.45: Falha transcorrente identificada a partir de estrias e degraus bem evidenciados na superfície do plano, cujo topo apresenta forma curvilinear.

### Estruturas Normais

Grandes planos de falhas normais relacionados à tectônica mais antiga (provavelmente do Proterozóico) foram identificados no afloramento. Estas estruturas são planares, como o caso do plano N65E/76NW formando rampas decamétricas como na foto (A) da figura 4.46 ou são caracterizados por padrão curvilinear com degraus bem desenvolvidos indicando movimentação normal a exemplo das fotos (B) e (C). Nos planos maiores e menos amendoados foram verificadas estrias de mergulho subhorizontal que indicam movimentação direcional (não foi determinado o sentido do movimento).



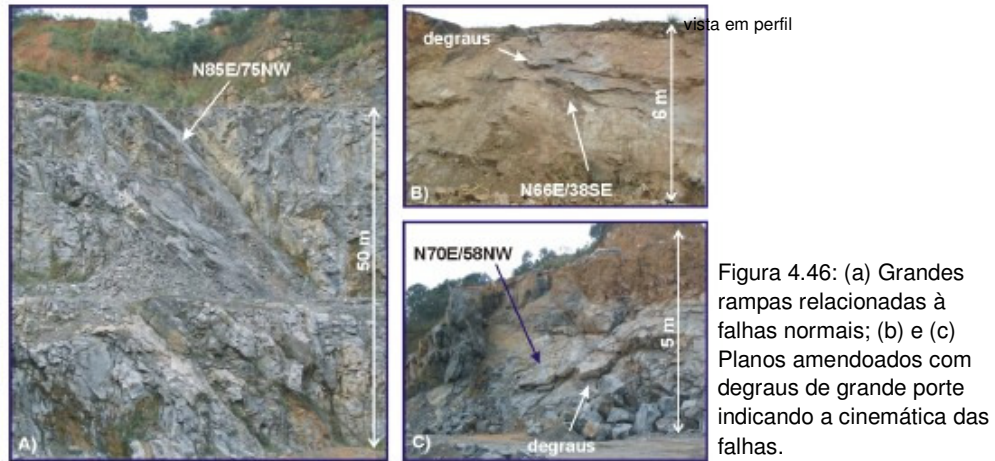


Figura 4.46: (a) Grandes rampas relacionadas à falhas normais; (b) e (c) Planos amendoados com degraus de grande porte indicando a cinemática das falhas.

### Estruturas Subhorizontais

A família de estruturas tectônicas conjugadas, associada às juntas e falhas inversas de grande porte com mergulho baixo a inclinado é freqüente no afloramento (Figura 4.47) tanto no gnaiss quanto no dique de grande porte, situação esta já observada nas pedreiras das circunvizinhanças. As atitudes dos planos mais marcantes são as seguintes: N18E/20NW, N20E/35NW, N38E/46SE, N35W/15SW e N30W/20SW. Além destas, concordante com as fraturas de direção N11E/48NW e N25E/53SE ocorre intensa cataclase e cominuição da rocha. Os sets verificados são repetitivos, densos, contínuos e geralmente associados à circulação de água. Outra característica usual é a relação cronológica entre tais discontinuidades de mergulho baixo e os sets de fraturas com mergulho subvertical, sugerindo que estas últimas tenham sido reativadas em tempos mais recentes, pois as mesmas seccionam as primeiras.

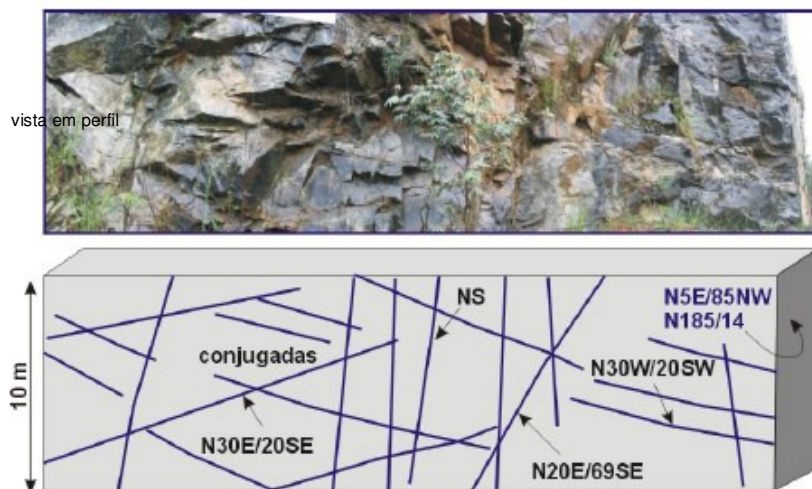


Figura 4.47: Estruturas tectônicas de mergulho baixo (20-30°) formando padrão em X, seccionadas por fraturas da mesma família de uma falha N5E/85NW e planos N20E/69SE.

#### 4.2.3 Ponto 03 - Pedreira Inecol

Na Pedreira Inecol as falhas transcorrentes que ocorrem de forma sistemática e conjugada próximas à direção N-S são as descontinuidades principais. Destaca-se a família NE/SW com altos mergulhos, cuja movimentação anti-horária dos planos é responsável pelo deslocamento de um dique de diabásio de grande porte.

O acesso principal ao afloramento é feito a noroeste de Curitiba seguindo pela BR 277 cerca de 2,5 km a partir do posto policial (sentido Campo Largo) até chegar no entroncamento da estrada secundária que leva a pedreira. Coordenadas UTM locais: (661094 - 7187802).

##### Litotipos - foliação

No gnaiss granodiorítico, em parte epidotizado, o bandamento composicional submilimétrico caracteriza a foliação fina de direção N70-75W apresentando ângulo de mergulho alto (82-87°) voltado para SE ora para SW (Figura 4.48, A e B). Em meio à rocha ocorrem faixas leucocráticas descontínuas e irregulares de composição rica em quartzo e microclínio, gerando intercrescimento gráfico (Figura 4.48, C) e porções migmatizadas ricas em feldspato potássico de tonalidade vermelha-rósea e quartzo, com foliação de caráter mais dúctil havendo minerais deformados e segregados em forma de ribbons (Figura 4.48, D).



Figura 4.48: (a) e (b) Gnaiss granodiorítico epidotizado; (c) Porção leucocrática rica em microclínio e quartzo e (d) Faixa migmatizada com foliação de caráter mais dúctil.

Também podem ser observadas porções pegmatíticas com quartzo, feldspato potássico e cristais de anfibólios com até 4 cm (Figura 4.49, A e B).

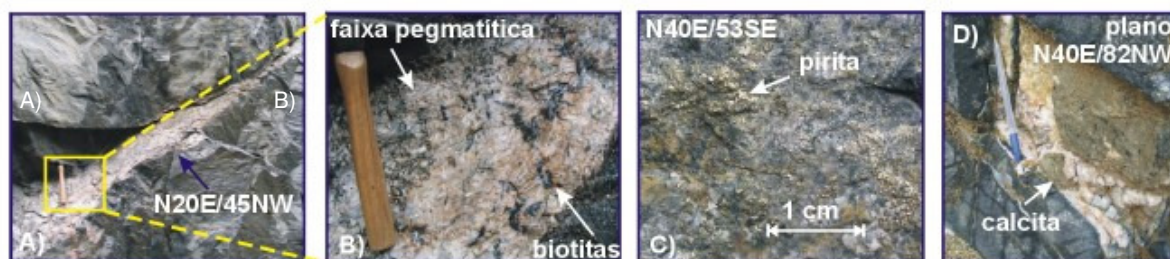


Figura 4.49: (a) e (b) Faixas do gnaiss com porções pegmatíticas; (c) Sulfeto maciço na superfície de uma falha normal e (d) Calcita no plano de fratura de direção N40E/82NW.

Na superfície de um plano de fratura de direção N40E/53SE, no gnaiss, foram vistos sulfetos maciços de cor amarelo do latão (DANA, 1974), provavelmente, pirita (Figura 4.49, C). Em algumas descontinuidades que cortam o dique há preenchimento de calcita bem formada nos planos com até 2 cm de espessura (Figura 4.49, D).

#### Principais trends estruturais (descrição geral):

No total foram medidos 181 fraturas, em geral de mergulhos médios a altos e 32 descontinuidades correspondem a falhas direcionais associadas a N-S, que é a família principal. Nos três diagramas sinópticos apresentados para as fraturas (falhas e/ou juntas), falhas em geral e falhas transcorrentes, a moda de maior destaque é a NE/SW seguida da direção N-S (Figura 4.50). No estereograma das fraturas as direções próximas a E-W também são marcantes, porém este trend estrutural não parece estar associado às famílias anteriormente mencionadas. Além do sistema transcorrente, ocorrem de forma restrita, falhas inversas de pequeno porte e mergulhos médios a altos, a exemplo do plano N87E/70NW. Por sua vez, os sets de fraturas subhorizontais a oblíquas de grande porte, tem maior importância e com frequência formam padrão conjugado em "X" nas direções próximas a N30E/20SE e N25E/32NW.

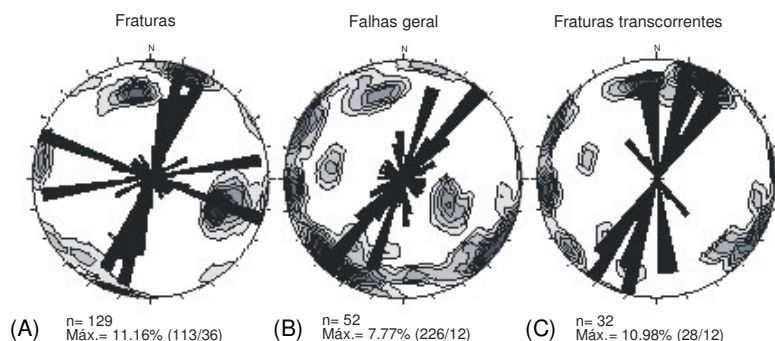


Figura 4.50: Estereogramas para os planos de (a) Fraturas; (b) Falhas em geral e (c) Falhas transcorrentes.

#### Estruturas NE-SW

Na direção NE-SW ocorrem várias estruturas transcorrentes marcantes de grande porte e em geral com movimentação sinestrógrica (exemplos: fratura N20E/89SE com estria N18/10; fratura N15E/80SE com estria N14/20). A cinemática dos planos de falhas é com frequência bem evidenciada por meio de degraus ou nichos de arrancamento e ainda estrias ou sulcos profundos produzidos por cisalhamento rúptil intenso. As fraturas podem ocorrer sem preenchimento, por vezes com crescimento fibroso de epidoto (Figura 4.51, A) ou com cristalização esparsa de calcita (Figura 4.51, B).



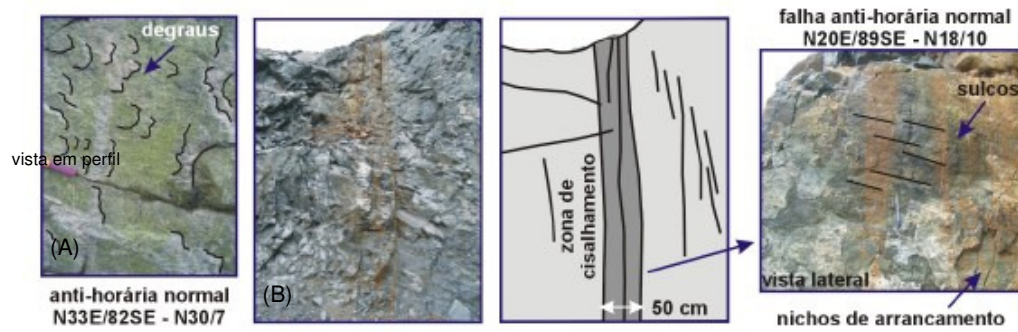


Figura 4.51: (a) Degraus e estrias impressos sobre a superfície de um plano preenchido com epidoto; (b) Zona de cisalhamento rúptil marcante, cujos planos apresentam cristalização esparsa de calcita.

Na figura 4.52, é mostrado um segundo exemplo de uma falha anti-horária de direção N52E/80NW com estria N52/17, cujo plano estriado e com geometria curvilinear apresenta calcita e crescimento de vegetação indicando circulação de água.

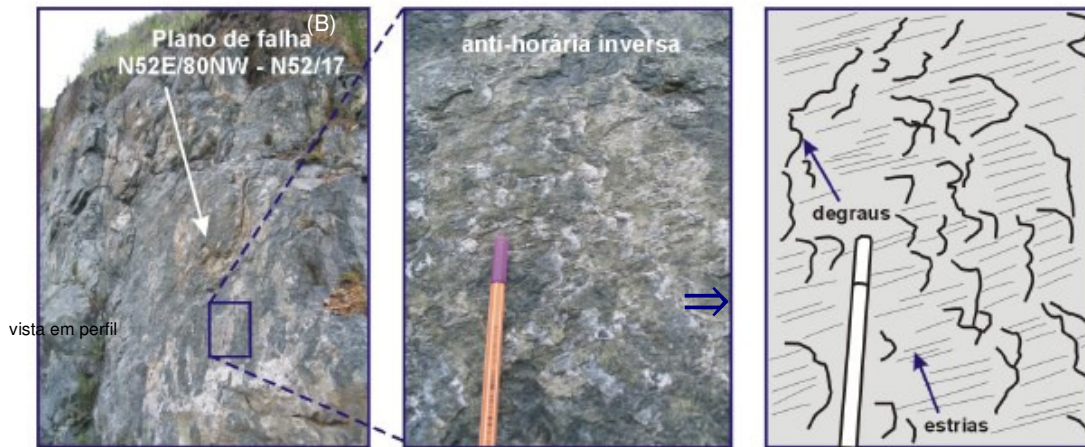


Figura 4.52: Falha anti-horária com componente inversa, aberta e com calcita no plano rugoso.

Além de produzir o cisalhamento rúptil intenso nos gnaisses do Complexo Atuba, vários planos transcorrentes anti-horários no intervalo N40-65E deslocam um dique de rocha básica de grande porte. A figura 4.53 (A e B) mostra duas estruturas de maior significado e com padrão amendoado, onde a falha "a" pode ser visualizada impressa no corpo intrusivo e a falha "b", cuja cinemática é responsável por um rejeito lateral de até 7 m de largura, coloca em contato o dique com o gnaiss como pode ser verificado nas fotos e na vista em planta da lavra (Figura 4.53, C).

Na seqüência de fotos da figura 4.54 é mostrado detalhamento com o plano da falha anti-horária de direção N45E/89NW com estria N50/11 que produz o grande deslocamento no dique de diabásio e gnaiss.

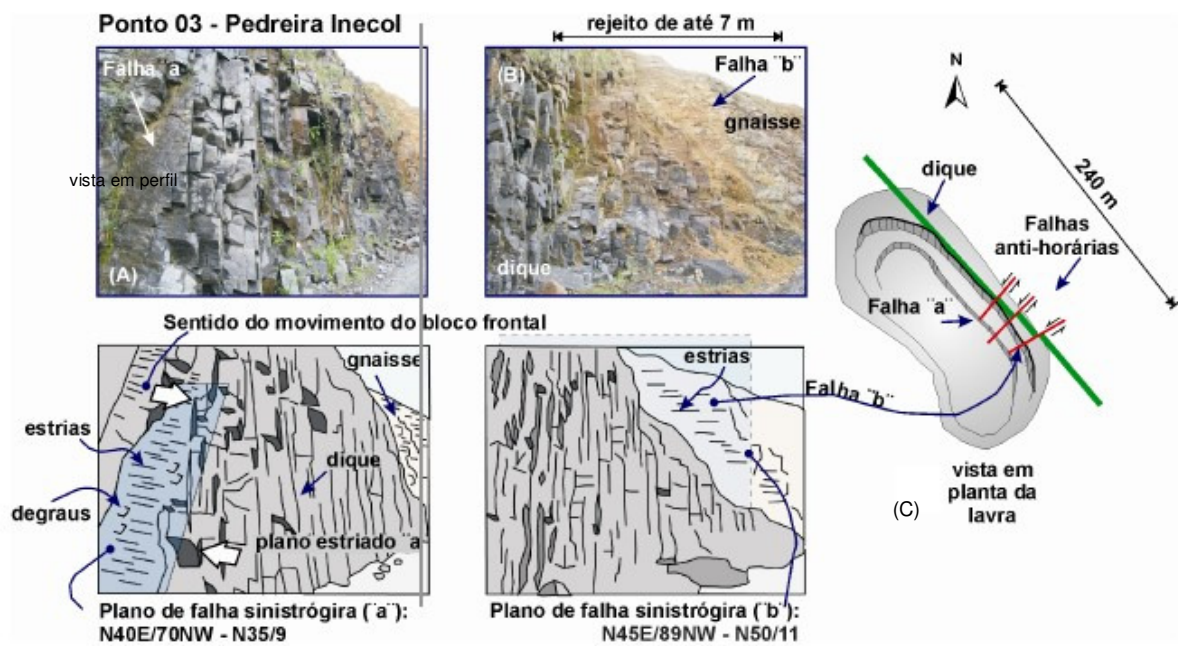


Figura 4.53: Planos transcorrentes são responsáveis pelo cisalhamento dútil intenso nos gnaisses do Complexo Atuba e corpos intrusivos: (A) e (B) Falhas sinistrogiras NE/SW que deslocam o dique de diabásio e produzem rejeito de até 7 m de largura e (c) Vista em planta da lavra da pedreira Inecol (Afloramento 03).

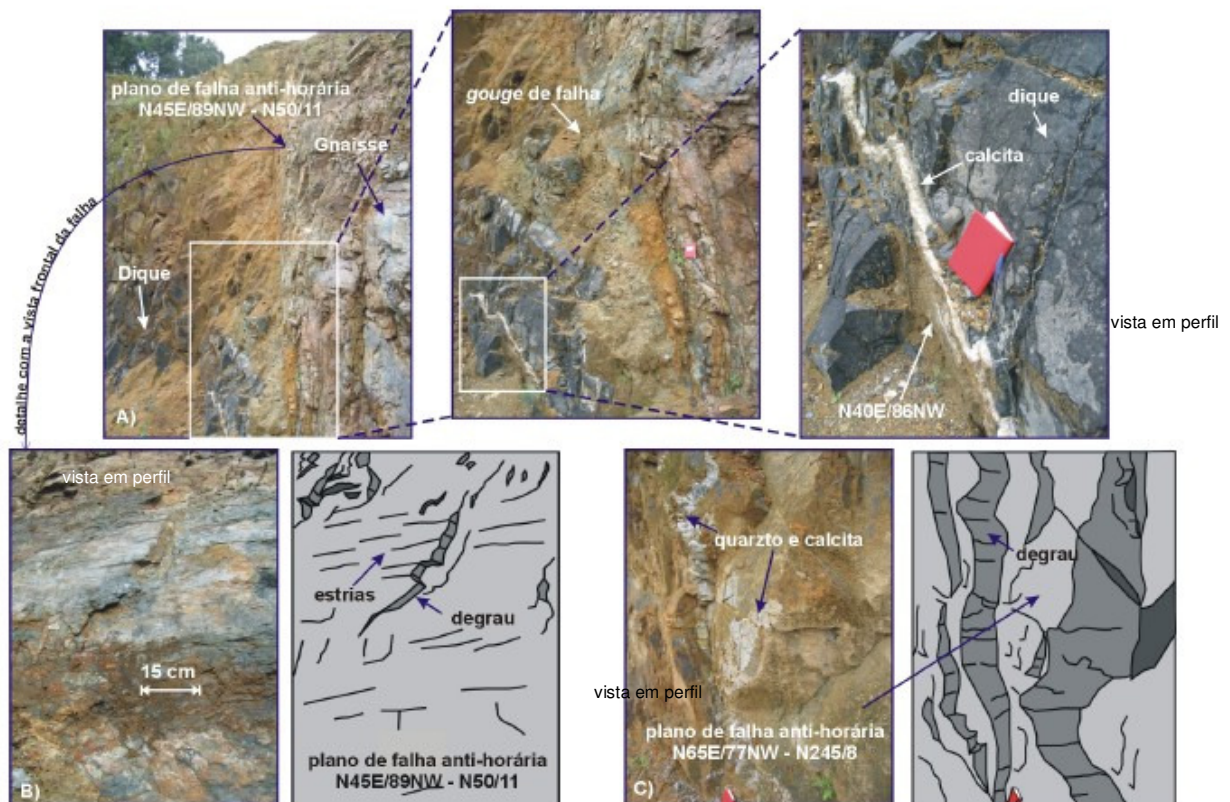


Figura 4.54: (a) Segundo a direção dos planos anti-horários que deslocam o dique e o gnaisse, ocorre gouge de falha e preenchimento com calcita; (b) Degraus e estrias marcantes evidenciam o movimento dos blocos; (c) Detalhe que mostra quartzo de falha e calcita na superfície das estruturas que seccionam a rocha.



Na figura anterior (4.54) o movimento dos blocos é evidenciado por degraus e estrias de atrito marcantes. De acordo com esta família, cujo intervalo é o N40-65E com mergulhos subverticais, observa-se cisalhamento rúptil e cominuição pronunciada na rocha, gerando gouge, quartzo de falha e ainda preenchimento espesso com calcita na superfície dos planos tectônicos.

#### Estruturas NS e planos conjugados

Na direção próxima a N-S são verificadas estruturas marcantes e abertas de duas naturezas: (a) fraturas de extensão sem indicação de movimento (N2W/81NE) e (b) falhas transcorrentes a exemplo do plano anti-horário normal de direção N7W/78NE com estrias oblíquas no azimute N353/20 (Figura 4.55, A). Associado ao sistema N-S ocorrem sets conjugados formados pelos cruzamentos das direções NE/SW com mergulhos ora para SE ora para NW (Figura 4.55, B e C) e fraturas com padrão em "X" geradas pelas intersecções dos planos NE/SW e NW/SE (Figura 4.55, D). Na foto (C) também pode ser observada a foliação fina submilimétrica de direção N55W, cujo mergulho apresenta ângulo médio.

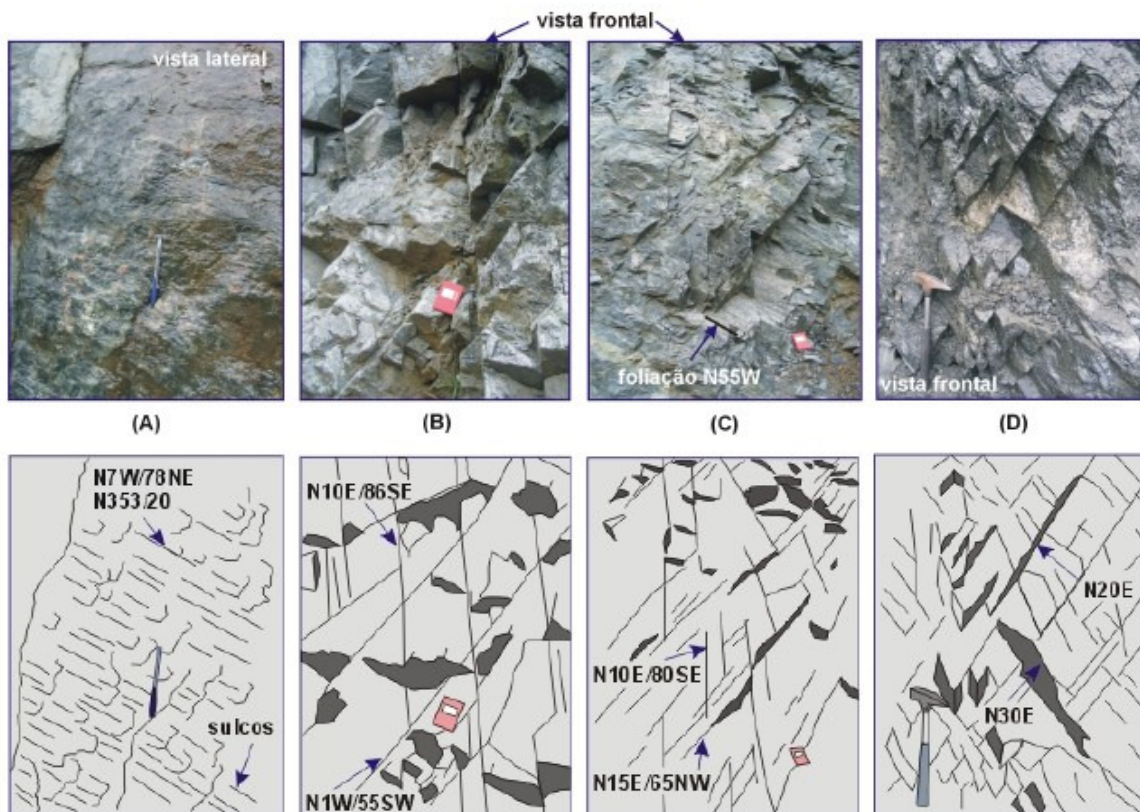


Figura 4.55: (a) Falha anti-horária normal de direção N7W/78NE - N353/20°; (b) e (c) Sets conjugados formados pelos cruzamentos das direções NE/SW com mergulhos ora para SE ora para NW; (d) Fraturas com padrão em X geradas pelas direções NE/SW e NW/SE.

## Estruturas EW

Os planos tectônicos próximos a E-W são freqüentes no afloramento, repetitivos e na sua grande maioria fechados (Figura 4.56, A) correspondendo, em geral, a fraturas de grande porte e com alta rugosidade. Secundariamente foram observadas estruturas transcorrentes com estrias de atrito oblíquas (20-35°), porém de forma restrita. Na figura 4.56 (B) é mostrado um exemplo de um grande plano de falha horária com componente normal e direção N85W/89SW com estria N275/53. Na foto (B) também é vista uma fratura subhorizontal curvilinear, provavelmente atectônica, na qual há crescimento de vegetação, sugerindo circulação de água.

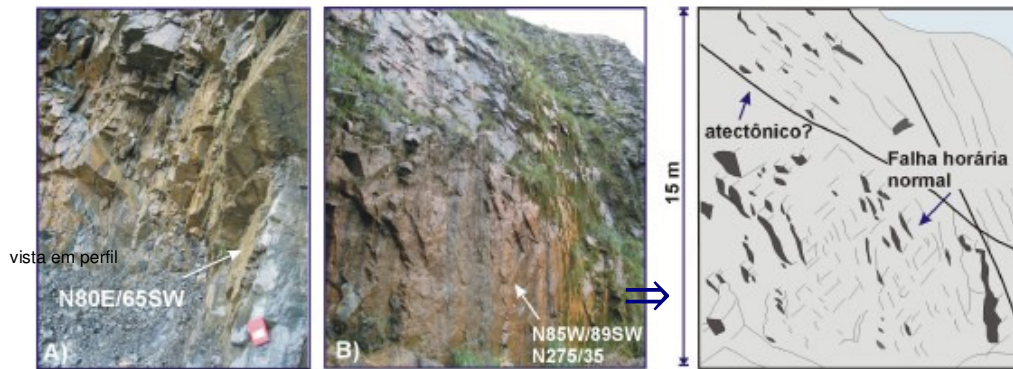


Figura 4.56: (a) Set de fraturas sistemáticas próximas a E-W e (b) Grande plano de falha oblíqua com componente normal e direção N85W/89SW com estria N275/35.

Além das falhas transcorrentes, na direção E-W ocorrem planos de falhas inversas de pequeno porte (N87E/70NW), com ângulo de mergulho alto e epidoto (Figura 4.57).



Figura 4.57: Estrias e degraus indicando a cinemática de uma falha inversa na direção N87E/70NW.

## Estruturas subhorizontais e oblíquas

A figura 4.58 mostra a visão geral do local com as principais estruturas de mergulho médio a baixo, dentre as quais os planos "α" e "β" representam duas fraturas maiores. Com a projeção de "α", verifica-se a fratura "a" e "c" constituem, provavelmente, a mesma descontinuidade. Estruturas subhorizontais até oblíquas foram observadas em vários locais do afloramento e na sua maioria são abertas permitindo a circulação de água e o desenvolvimento de vegetação entre as superfícies maiores (parede A, fratura "d").

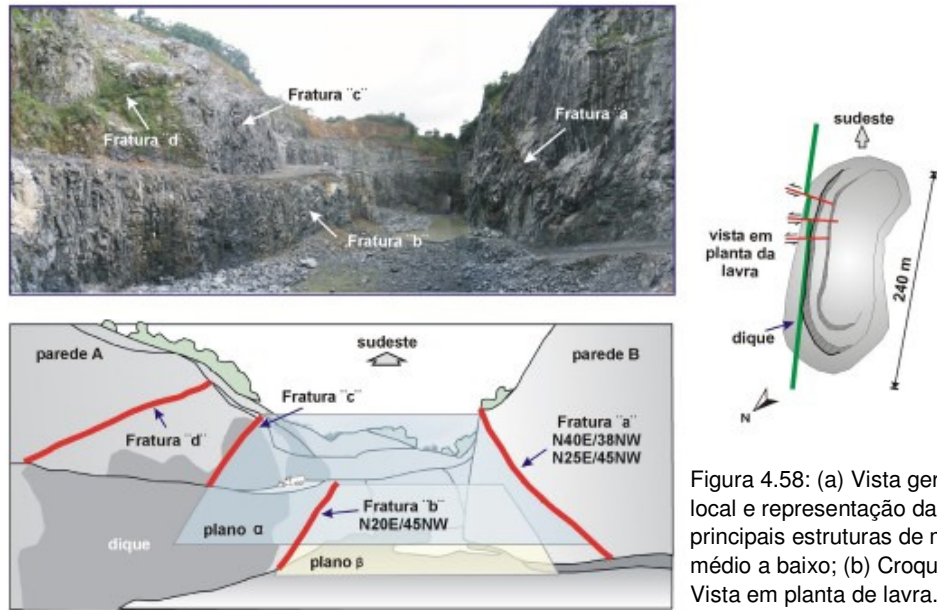


Figura 4.58: (a) Vista geral do local e representação das principais estruturas de mergulho médio a baixo; (b) Croqui e (c) Vista em planta de lavra.

A fratura "a" de direção variando entre N40E/38NW a N25E/45NW é a estrutura oblíqua de maior porte no afloramento, apresenta-se aberta e com cinemática indicando movimento normal (Figura 4.59).

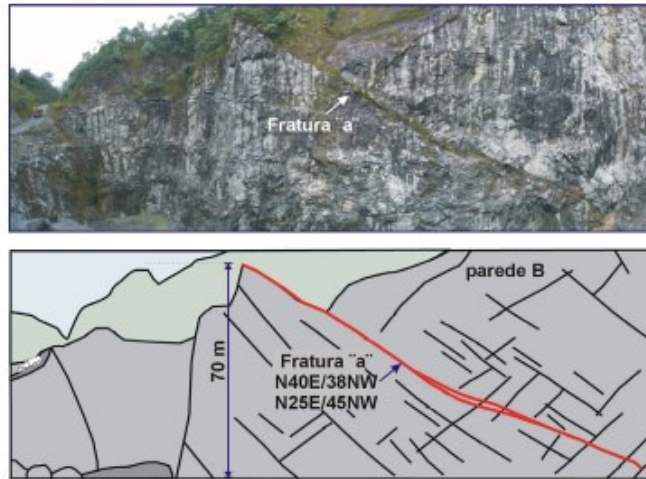


Figura 4.59: Foto e croqui ilustrando um grande plano de falha, provavelmente com cinemática normal.

Já os planos conjugados representados pelo cruzamento das direções próximas a N30E/20SE e N25E/32NW caracterizam uma segunda família de fraturas oblíquas (planos "b") associadas à falhas inversas de mergulho baixo e que, provavelmente fazem parte do mesmo trend de grande porte observado na Pedreira Central e Pedreira Cesbe. Na figura 4.60, estas estruturas formam padrão em "X" e seccionam tanto o gnaiss quanto o dique de diabásio e o mesmo ocorre nos demais afloramentos. As relações geométricas entre os planos indicam que as falhas transcorrentes são posteriores a este sistema de estruturas inversas.



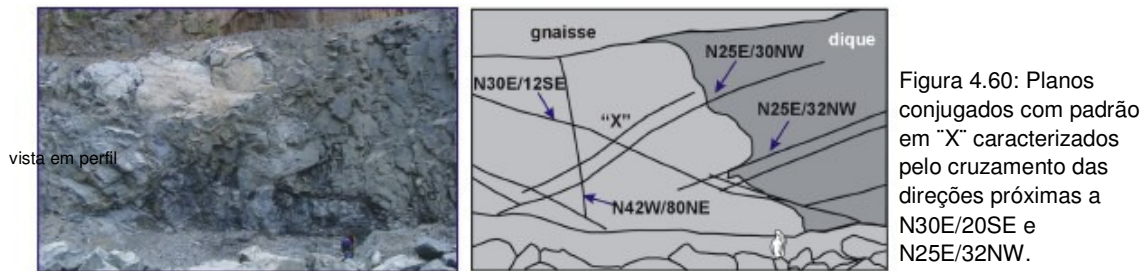


Figura 4.60: Planos conjugados com padrão em "X" caracterizados pelo cruzamento das direções próximas a N30E/20SE e N25E/32NW.

Segundo o set N20E/45NW, as fraturas são mais repetitivas e paralelas entre si, caracterizando um padrão sistemático marcante (Figura 4.61, A). Na superfície de algumas estruturas maiores, observa-se porções do gnaiss com composição diferenciada (pegmatítica) rica em quartzo, feldspatos potássicos e anfibólios (Figura 4.61, B, B).

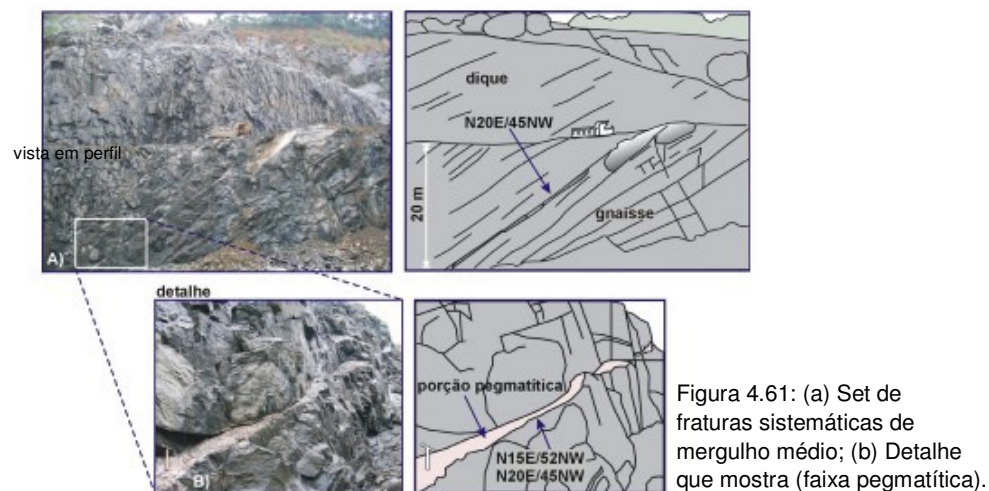


Figura 4.61: (a) Set de fraturas sistemáticas de mergulho médio; (b) Detalhe que mostra (faixa pegmatítica).

#### 4.2.4 Ponto 04 - Pedreira Pussoli

No afloramento as rochas apresentam-se intensamente tectonizadas por falhas transcorrentes, cujos planos mais marcantes são subverticalizados e apresentam direção N25W, N-S e N30E. Estas fraturas abertas permitem a circulação de água, ao contrário das estruturas transcorrentes de atitudes próximas a E-W, que são em geral fechadas. Fraturas oblíquas com 30° de mergulho em média, provavelmente sistema de juntas e falhas inversas, também são de grande destaque no local e mostram-se favoráveis em termos hidrogeológicos.

A Pedreira Pussoli localiza-se no bairro do Butiatuvinha na rua Soledade R. Sanzovo Mourão. Coordenadas UTM locais: (666902 - 7191942).

#### Litotipos

No gnaiss o bandamento bem desenvolvido é caracterizado por porções milimétricas a centimétricas ricas em feldspato potássico de tonalidade vermelho-róseo e quartzo, intercaladas com faixas compostas por minerais máficos, predominantemente biotita (Figura 4.62, A e B).

Na rocha, parcialmente cloritizada e epidotizada, verifica-se a presença de sulfetos com hábito maciço de cor amarelo pálido a amarelo latão, provavelmente pirita em meio aos níveis mais escuros (Figura 4.62, C). Em outros locais do afloramento, observou-se a variação na cor dos sulfetos para amarelo avermelhado, sugerindo a ocorrência de calcopirita. Nas fraturas podem ser encontrados veios de epidoto e, por vezes, calcita esparsa.

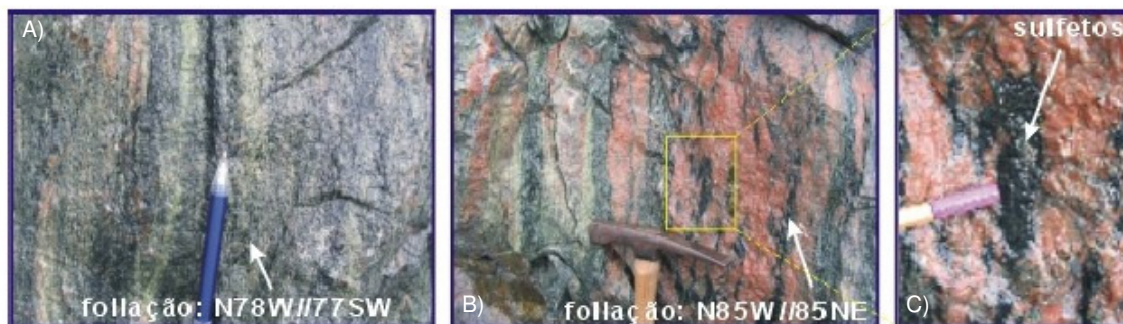


Figura 4.62: Bandamento caracterizado por faixas milimétricas (foto a) a centimétricas (foto b) de níveis máficos, intercaladas com níveis leucocráticos e (c) Sulfetos em meio as biotitas.

A foliação observada nas direções N65W/85SW, N78W/77SW e N85W/85NE apresenta, por vezes, rotação dos minerais e o bandamento dobrado (Figura 4.63). Segundo a direção N56E/80NW também foram verificados a intensa segregação, estiramento e o achatamento dos minerais, caracterizando uma foliação ultramilonítica (Figura 4.64).

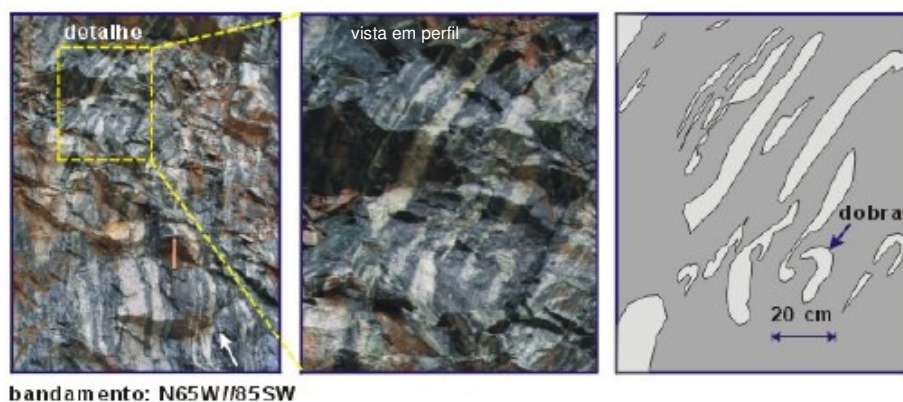


Figura 4.63: Bandamento gnáissico bem desenvolvido apresentando dobras centimétricas.

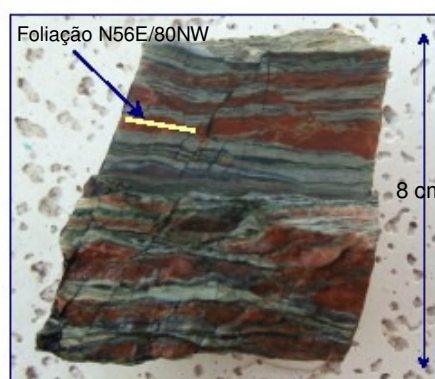


Figura 4.64: Foliação ultramilonítica (N56E/80NW) caracterizada por intensa segregação, estiramento e achatamento dos minerais.

### Principais conjuntos estruturais (descrição geral):

Juntas de extensão e falhas transcorrentes de direção N-S e os sets subverticalizados conjugados no intervalo N25W a N30E formam um sistema de fraturas concomitantes e de grande destaque no local (Figura 4.65, A). Próximo à direção E-W ocorre um segundo conjunto estrutural marcante caracterizado por intenso cisalhamento e cataclase da rocha como resultado da atuação de falhas transcorrentes. Além destes sistemas, foram observadas nas direções N60E/75SE e N60E/85NE duas estruturas inversas de mergulhos empinados e outros dois grandes planos de falhas normais de proporções decamétricas de atitudes N50E/70NW e N56E/80NW (Figura 4.65, B), fechados e com preenchimento de calcita.

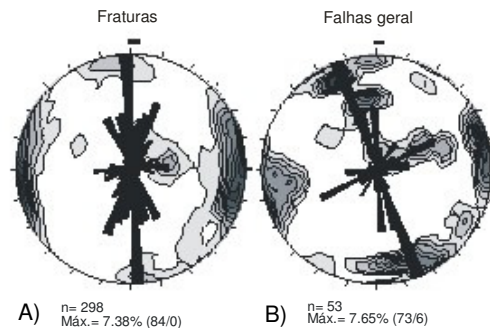


Figura 4.65:  
(a) Estereogramas para os planos de juntas e/ou falhas e  
(b) Falhas em geral.

### Estruturas NS e planos conjugados

No afloramento as estruturas N-S ocorrem, com frequência, associadas aos pares conjugados no intervalo N25W a N30E que correspondem a juntas e falhas transcorrentes abertas, cujo o cisalhamento rúptil marcante secciona, fraturas de mergulho baixo de direção N50W/15SW (Figura 4.66).

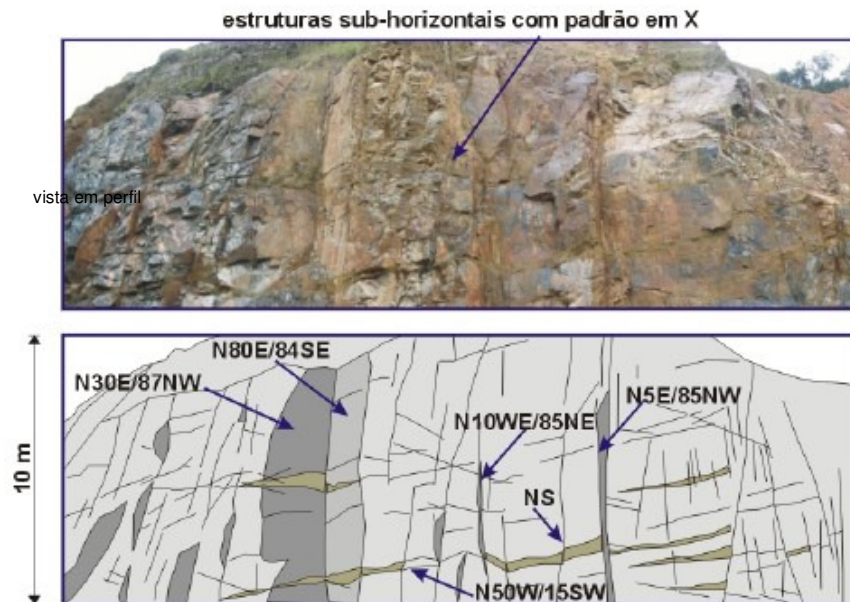


Figura 4.66: Sistemas transcorrentes que seccionam fraturas de mergulho baixo.



As falhas transcorrentes anti-horárias próximas à direção N-S são marcantes, sem preenchimento, lisas ou com geometria curvilinear e deslocam o bandamento gnáissico como pode ser observado na figura 4.67. Nesta direção foram medidos fraturas de extensão e falhas transcorrentes marcantes como os planos: N-S/86E e N5W/82NE com estrias NS/5 e N175/19, respectivamente.

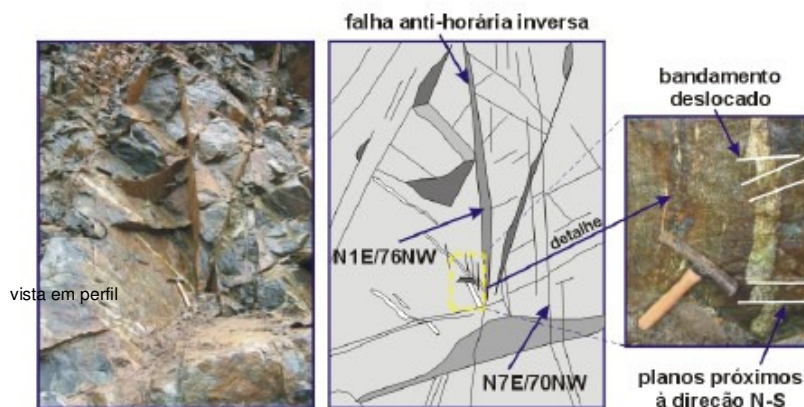


Figura 4.67: Plano de falha transcorrente anti-horária N-S que desloca o bandamento gnáissico.

### Estruturas NE-SW

As estruturas transcorrentes NE são de grande porte, fazem parte de zonas de cisalhamento rúptil com até 10 m de largura, cujos os planos interrompem fraturas subhorizontais de atitude média N75W/20SW, estas últimas possivelmente mais antigas que as estruturas de mergulho alto (Figura 4.68). De acordo com a falha N24E/72NW mostrada com maior detalhe no croqui da figura 4.68, a intensa cataclase gera o padrão amendoado e alta rugosidade havendo indícios de circulação de água no plano.

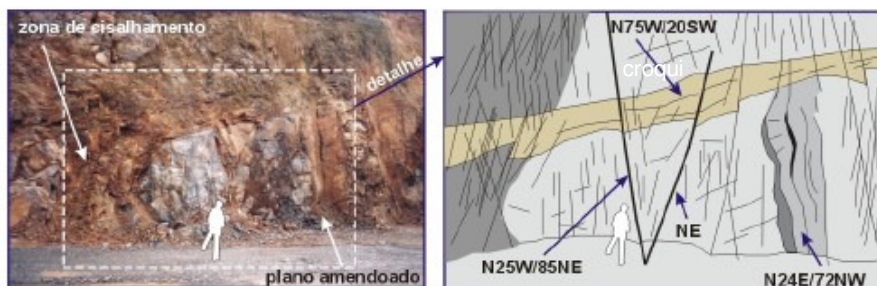


Figura 4.68: Zona de cisalhamento NE-SW que secciona estruturas de mergulho baixo, bem como plano de falha transcorrente de direção N24E/72NW com padrão marcante amendoado e aberto.

Além da geometria curvilinear, outra característica freqüente das estruturas NE é o padrão sistemático, repetitivo e tendência de abertura ainda maior dos planos, quanto mais próximos à direção N-S (Figura 4.69).

A família de fraturas NE-SW, em geral com espaçamento entre si menor que 20 cm, freqüentemente forma padrão em “X” ou “V” ao cruzar com os planos de direção N25W/72NE, sugerindo que os sistemas sejam concomitantes entre si (Figura 4.70).



Figura 4.69: Planos NE-SW com geometria curvilinear e padrão sistemático.

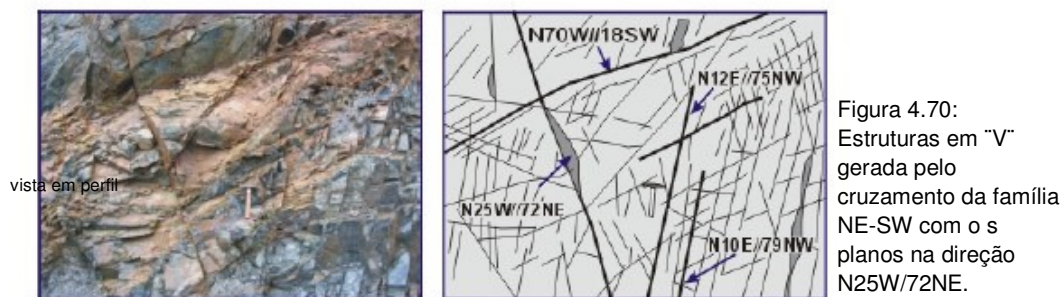


Figura 4.70: Estruturas em “V” gerada pelo cruzamento da família NE-SW com os planos na direção N25W/72NE.

Ainda conforme a direção NE foi observado um segundo conjunto de falhas transcorrentes marcantes no intervalo N50-70W e com mergulhos empinados. As falhas anti-horárias de direção N50E//70NW, N65E//80NW e N68E//86NW segundo as quais ocorrem planos milonitizados tratam-se, provavelmente de antigas zonas de cisalhamento (do Proterozóico) reativadas em tempos recentes. A formação de pares conjugados desta família com a direção média das fraturas N30E//80NW é observado com freqüência no local.

#### Estruturas NW- SE

As estruturas NW-SE também são de grande destaque e, por vezes, os planos, a exemplo da falha de direção N20W/78SW com estria N345/40 possuem sulfetos com hábito maciço e calcita sobre superfícies marcadas por sulcos profundos e degraus. Estas características evidenciam a cinemática do movimento, em geral horário normal (Figura 4.71). Também foram observados componentes de deslocamento inverso, como o caso da falha horária de direção N20W/85NE com estria N340/20 (Figura 4.71).



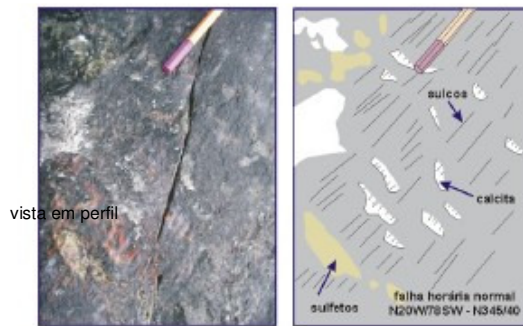


Figura 4.71: Superfície do plano com calcita e sulfetos, cuja cinemática da falha com movimentação horária normal é marcada por sulcos profundos e degraus.

De forma semelhante, como já visto na pedra Maringá, as estruturas transcorrentes NW-SE com freqüência são oblíquas como observado na falha horária N15W/87SW com estria N353/33 (Figura 4.72). Junto aos planos N10W/87SW e N20W/87NE a variação dos mergulhos ora para o quadrante SW ora para o quadrante NE forma um padrão conjugado.

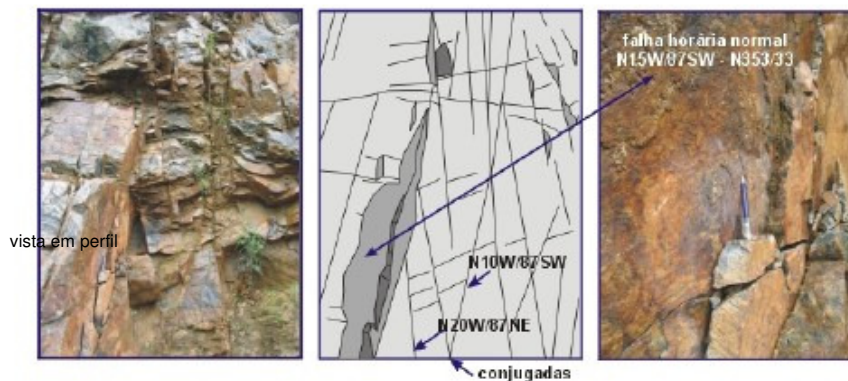


Figura 4.72: Planos de fraturas NW-SE com padrão repetitivo e conjugado.

### Estruturas E-W

Paralelo ou subparalelamente ao trend E-W verificou-se grande quantidade de fraturas a exemplo de uma zona de cisalhamento marcante, segundo a qual ocorre maior quantidade de minerais micáceos e intensa cataclase da rocha em resultado da atuação de uma falha horária com componente inversa (Figura 4.73). Os planos de maior destaque desta família são as estruturas (a) N75E/75NW com estria N255/22 (anti-horária), (b) N87E/85SE (estria: N265/15) e (c) N85E/72NW com estria N260/30 (horária).

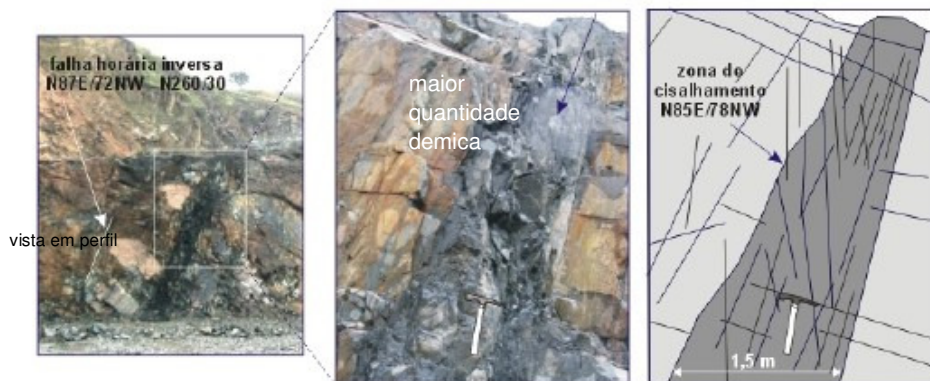


Figura 4.73: Zona de cisalhamento rúptil marcante na direção do trend estrutural E-W.

Outra zona de cisalhamento que merece maior destaque é uma estrutura em flor positiva responsável por intensa cataclase e moagem da rocha no intervalo N80W/65NE a N70E/80SE (Figura 4.74). Os sigmóides nas laterais da falha indicam a cinemática dos planos.

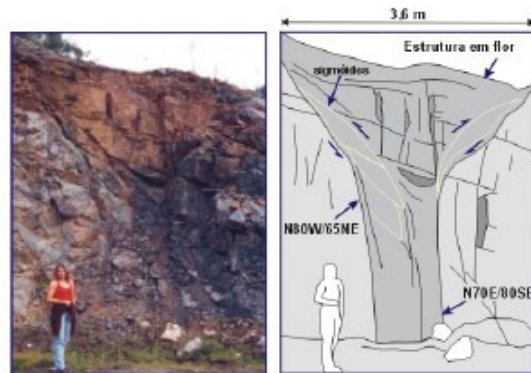


Figura 4.74: Estruturas em flor positiva de atitude N80W65NE a N70E/80SE.

#### Estruturas subhorizontais a oblíquas

No afloramento foi observada uma grande zona de cisalhamento de mergulho baixo nas direções N50W/15SW, N60W/24SW e N75W/26SW, provavelmente uma falha inversa, por sua vez seccionada por fraturas subverticais N-S, NE e NW que fazem parte do sistema transcorrente anteriormente descrito (Figura 4.75).

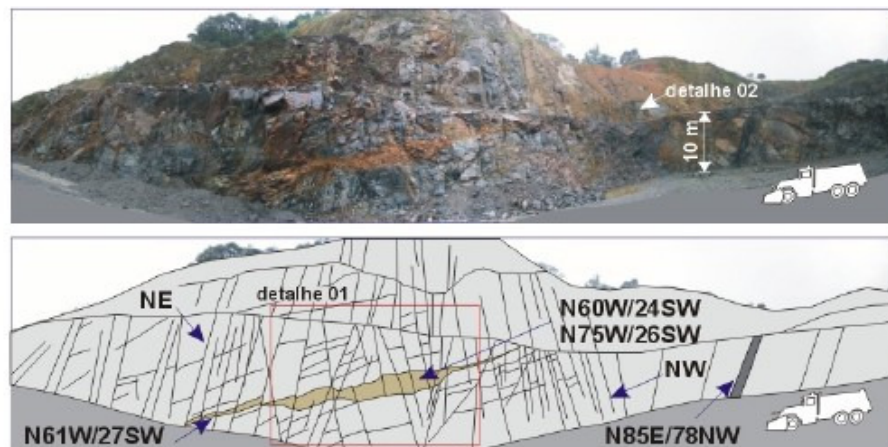


Figura 4.75: Falha inversa de mergulho baixo (20-30°) seccionada por planos transcorrentes.

No intervalo com até 1 m de largura onde ocorre a zona de cisalhamento inversa (detalhe 01) o gnaiss apresenta intensa cataclase e cominuição da rocha, propiciando maior alteração dos minerais. O detalhe 01 (Figura 4.76) mostra nitidamente que as estruturas transcorrentes atravessam a zona de cisalhamento subhorizontal, o que permite estipular uma cronologia aos eventos tectônicos.

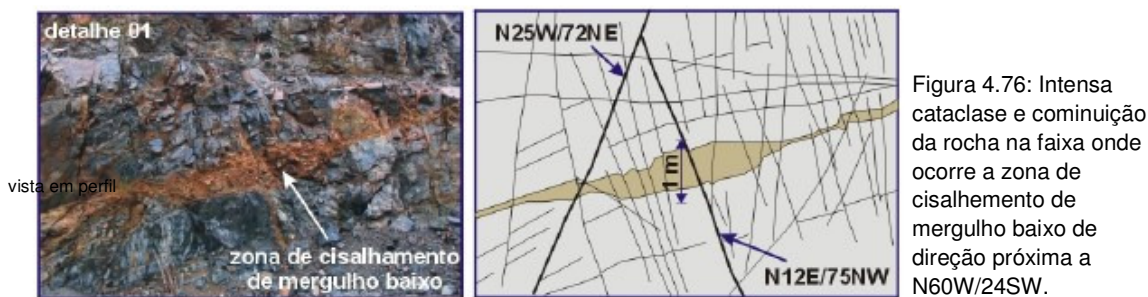


Figura 4.76: Intensa cataclase e cominuição da rocha na faixa onde ocorre a zona de cisalhamento de mergulho baixo de direção próxima a N60W/24SW.

No detalhe 02 (Figura 4.77) verifica-se de outro ângulo que a zona de cisalhamento anteriormente descrita, assim como as demais juntas de mergulho baixo, formam com frequência padrão em X, conforme já visto em outros afloramentos.



Figura 4.77: Padrão em X formado pelas estruturas de mergulho baixo.

#### 4.2.5 Ponto 05 - Pedreira Cesbe

No afloramento o maior destaque é dado por uma grande zona de cisalhamento de baixo ângulo (20 a 30°) e estruturas transcorrentes subverticais (conjugadas) cortando um dique de diabásio de 15 m de largura. As relações observadas permitem estabelecer a cronologia entre os diferentes sets de fraturas fortalecendo as interpretações até então apresentadas.

A Pedreira localiza-se na rua L. Appel e o acesso principal é feito a norte de Curitiba seguindo pela Rod. da Uva até a Av. S. Dumont. Coord. UTM locais: (679680 - 7197450).

#### Litotipos

No local podem ser observados os seguintes litotipos: a) gnaiss granodiorítico; b) gnaiss granítico; c) dique de diabásio. A foliação é caracterizada pelo bandamento composicional sub-milimétrico com mergulhos empinados de direção N70W/78NE.

O gnaiss granodiorítico (litotipo predominante) é composto de porções diferenciadas com matriz de granulometria grossa, coloração clara e maior quantidade de cristais de plagioclásio e quartzo em relação aos anfibólios (cristais com até 2 cm), além de sulfetos e cristais de granada com até 5 mm (Figura 4.78, foto A). Já no gnaiss-granito, em meio a matriz de granulometria média à grossa ocorrem faixas pegmatíticas (cristais com até 2 cm) ricas em feldspato potássico, quartzo e anfibólios bem formados (Figura 4.78, foto B).



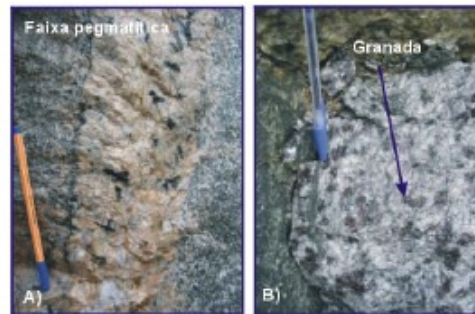


Figura 4.78: Faixas do gnaíse granítico com porções pegmatíticas.

Um dique de diabásio de grande porte com até 15 m de largura e matriz fina de coloração cinza escura pode ser observado no local na direção N55W/89NE. O corpo intrusivo é cortado por uma grande zona de cisalhamento de baixo ângulo (20-30°) e planos de falhas transcorrentes de direção NE/SW e NW/SE, como mostrado adiante.

#### Principais trends estruturais (descrição geral):

Ao todo foram medidos 245 planos de fraturas, dentre estas as de maior destaque e favoráveis à percolação de água, são as estruturas subhorizontais de grande porte e os planos NE/SW com mergulhos subverticais.

Nas estruturas empinadas de direção NE-SW e NW-SE o único sistema de falhas identificado foi o transcorrente, enquanto que a grande zona de cisalhamento rúptil de baixo ângulo foi associada às falhas inversas.

O trend NE que predomina no local é bem representado nos diagramas sinópticos tanto das fraturas em geral (Figura 4.79, A, mergulhos altos) quanto no diagrama das falhas transcorrentes (Figura 4.79, B). Secundariamente ocorrem fraturas N-S e um set de fraturas na direção N45-60E com mergulhos preferencialmente para NW.

No quadrante NW as estruturas são, em geral mais fechadas apresentando duas modas para os planos com mergulhos acima de 55°: (a) família N25-30W com mergulhos predominantes para SW; (b) família N45-50W com mergulhos próximos a 70° graus variando entre os quadrantes NE e SW.

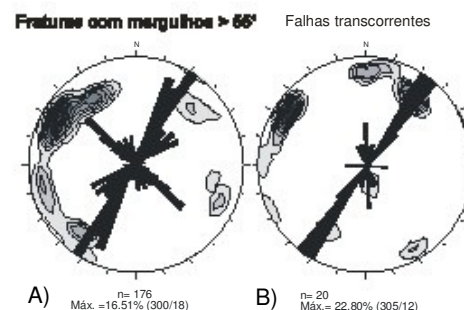


Figura 4.79: (a) Planos de fraturas com mergulhos acima de 55°; (b) Falhas transcorrentes.

Nas estruturas de baixo ângulo ocorre uma dispersão maior em ambos os quadrantes. No trend NW duas modas são as mais representativas: N25W e N60W. Nas estruturas NE o set com maior destaque ocorre no intervalo entre N15-30E (Figura 4.80).

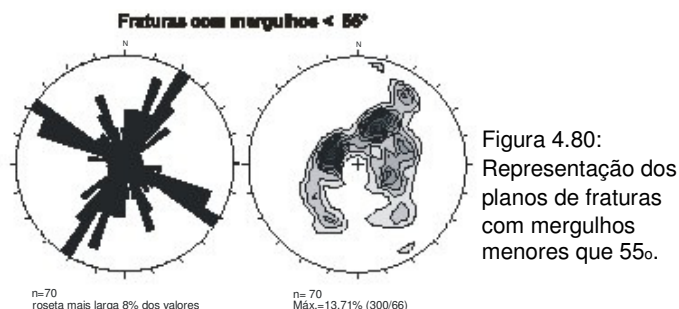


Figura 4.80: Representação dos planos de fraturas com mergulhos menores que 55°.

### Estruturas N20-30E

As juntas e falhas deste trend são aquelas com mergulhos subverticais (as mais marcantes no afloramento) e caracterizadas por planos lisos ou levemente ondulados de grande porte, contínuos e com pouco preenchimento. Em alguns casos foi observado ultracataclasito no plano de falha, porém os mesmos são geralmente abertos havendo circulação de água entre as fraturas. A falha anti-horária normal de direção N30E/77SE com estria N210/20 é um bom exemplo desta família de grande porte (Figura 4.81, A e B) observada em uma frente de lavra de aproximadamente 25 m de altura. No exemplo da foto C outra estrutura marcante de atitude N20E/67SE tem cristalização esparsa de calcita nos planos, porém estes são abertos (3 mm).

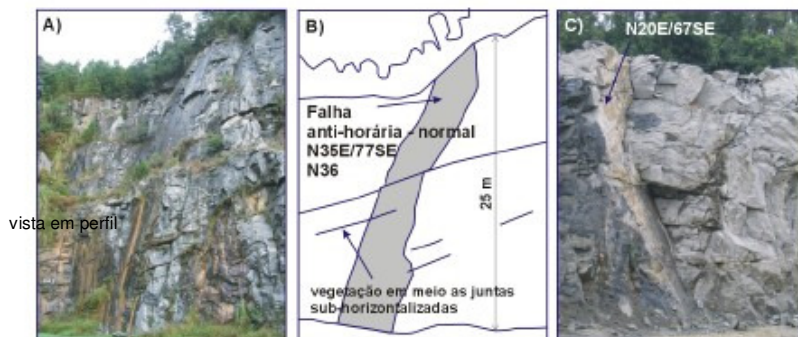


Figura 4.81: (a) e (b) Plano de falha anti-horária (normal) representando o trend de fraturas N30E; (c) Grande plano aberto de direção N20E/67SE.

### Estruturas N45-60E

Esta família de fraturas também ocorre com alta frequência sendo representada por planos marcantes de grande porte com mergulho em torno de 65° e, em alguns casos preenchidos com ultracataclasito e calcita, porém os planos são abertos. Na figura 4.82 as estruturas são abertas tem preenchimento esparsa de calcita (foto A), entretanto há desenvolvimento de vegetação entre os planos, indicando circulação de água no local (foto B).

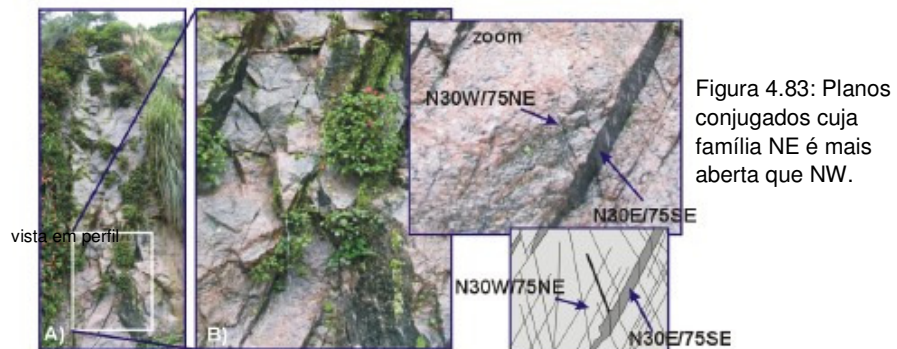


### Estruturas N45-60W

A família no intervalo N45-50W com mergulhos próximos a 70° variando entre os quadrantes NE e NW, apresenta freqüentemente ultracataclasito preenchendo as fraturas em geral mais fechadas, rugosas, menos repetitivas e menos penetrativas que as estruturas na direção NE/SW.

### Planos de fraturas conjugadas

No gnaiss granítico foi identificado um marcante sistema de fraturas gerando padrão em X com cruzamento dos planos (a) N30W/75NE e (b) N30E/75SE. A direção N-S apesar de estar menos evidenciada na foto, está associada ao sistema conjugado formado pelas famílias (a) e (b). As fraturas NE/SW são as mais abertas ocorrendo circulação de água e, inclusive crescimento de vegetação entre os planos, enquanto que as direções NW-SE são menos penetrativas e preenchidas com ultracataclasito (Figura 4.83).



O padrão em X também foi observado no gnaiss granodiorítico entre as famílias N40E/61SE a N15W/85SW, estas últimas mais abertas como mostra a figura 4.84.

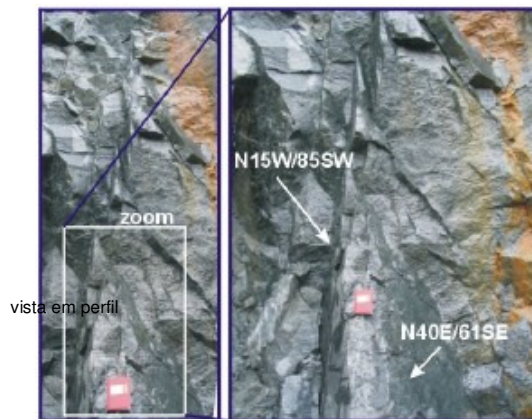


Figura 4.84: Padrão conjugado marcante no gnaíse granodiorítico.

As estruturas subhorizontalizadas de grande porte nas direções próximas a N20W/35NE e N45E/54NW também formam freqüentemente padrão em X (Figura 4.85) havendo circulação de água nos planos maiores e mais penetrativos. Estas famílias correspondem a sistemas de juntas tectônicas abertas, lisas, pouco rugosas, sem preenchimento e espaçadas com até 1 m de largura. Na mesma direção foram observados grandes falhas rúpteis de mergulho baixo.



Figura 4.85: Padrão conjugado entre estruturas de grande porte oblíquas.

#### Zona de cisalhamento rúptil de baixo ângulo

Uma grande zona de cisalhamento rúptil de baixo ângulo (20-30°), cuja atitude é N20E/20NW, merece maior destaque por apresentar em uma faixa com até 1,5 m de largura, a rocha completamente cataclasada e cominuída gerando caulínização dos minerais. Em meio a esta zona rúptil ocorre intenso fraturamento de Qz e feldspatos propiciando maior percolação de água nesta superfície. A zona de cisalhamento é de grande extensão no afloramento abrangendo uma área de aproximadamente 150 m conforme esquematizado no desenho da figura 4.86. O plano em amarelo representa a projeção da zona de cisalhamento na lavra. As paredes identificadas com as letras (A e B) são mostradas com detalhe nas próximas figuras.

A figura 4.87 (foto A) mostra o plano frontal correspondente à parede (A) onde a grande zona de cisalhamento está posicionada segundo a direção N20E/20NW. Outro plano de grande porte na direção N20W/35NE parece formar padrão em X com a zona de cisalhamento maior.



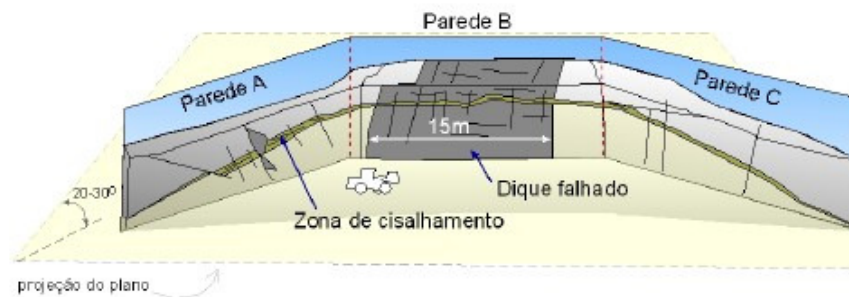


Figura 4.86: Desenho esquemático com a visão geral do afloramento. Em amarelo foi representada a projeção da zona de cisalhamento rúptil.



Figura 4.87: Zona de cisalhamento N20E/20NW e estrutura N20W/35NE formando padrão em X.

Na parede (B) o grande dique de diabásio de 15 m de largura é cortado pela falha de baixo ângulo que também provoca no corpo intrusivo intensa cominuição no intervalo de rocha com até 1m de largura (Figura 4.88, foto A e B).

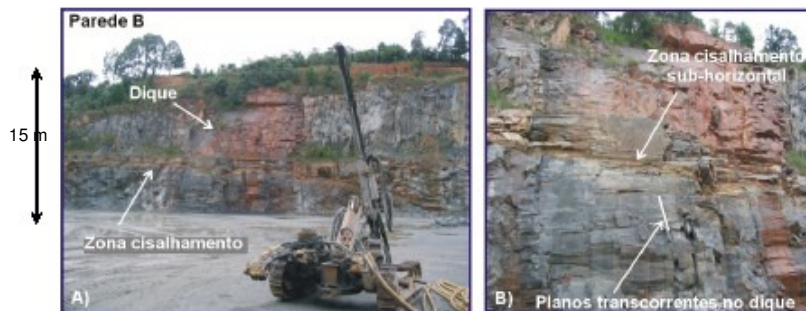


Figura 4.88: Detalhes mostrando a zona de cisalhamento cortando o grande dique de basalto.

Na figura 4.89 observa-se que as estruturas subverticais nas direções NE-SW e planos NW-SE associados ao sistema transcorrente seccionam, por sua vez, o dique de diabásio e a também a grande zona de cisalhamento rúptil de baixo ângulo.

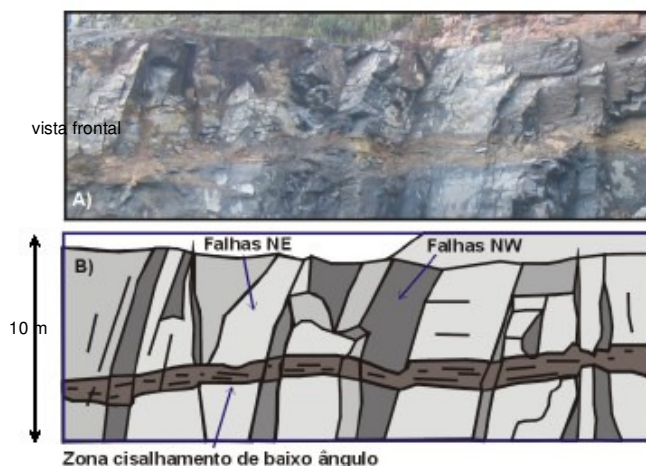
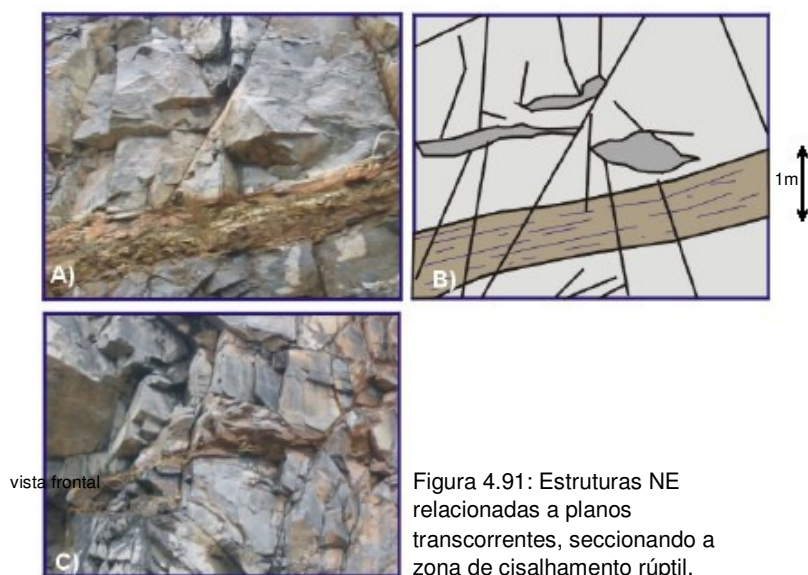
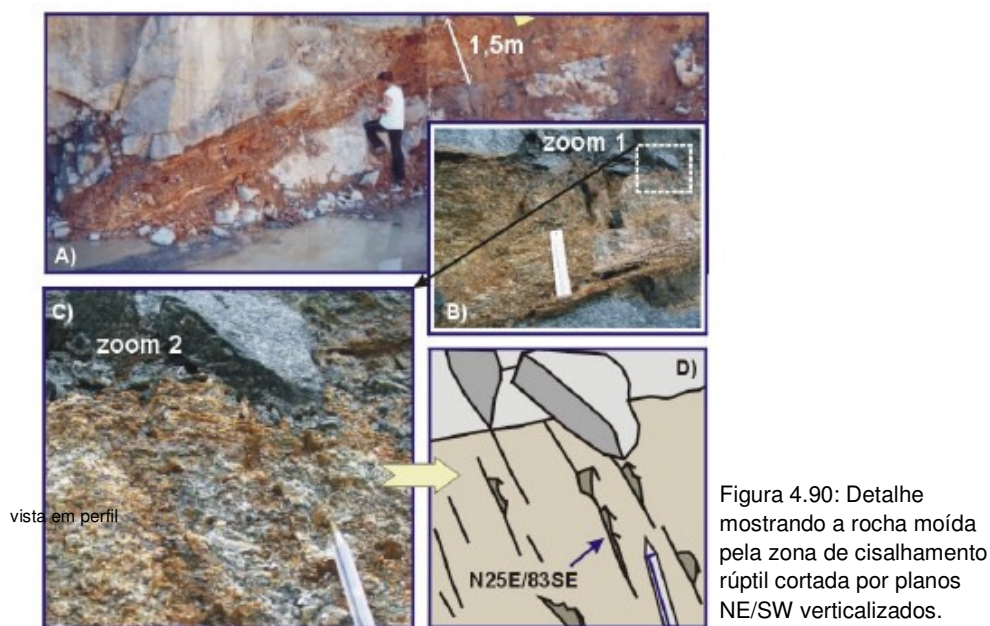


Figura 4.89: Detalhe mostrando planos de falhas transcorrentes NE e NW que cortam o dique de diabásio e a zona de cisalhamento subhorizontal.



A seqüência de fotos da figura (4.90) mostra uma aproximação maior onde pode ser observada a catáclase produzida pela zona de cisalhamento rúptil. Embora a rocha nesta faixa esteja intensamente cominuída, foi possível identificar planos verticais NE-SW que atravessam a estrutura de baixo ângulo. Além da família próxima à direção N25E/83SE (Figura 4.91) outros planos de falhas transcorrentes distribuídos nas direções N30W/71SW, N37W/75SW e N52E/63NW seccionam a grande zona de cisalhamento rúptil de baixo ângulo. A relação dos cruzamentos entre a estrutura inversa de grande porte, o dique de diabásio e os planos de falhas verticalizados denotam existir uma cronologia entre as diferentes famílias: (1º) diques, (2º) zona de cisalhamento rúptil de baixo ângulo e por último (3º) falhas transcorrentes.



#### 4.2.6 Ponto 06 - Transembra

O afloramento localiza-se nos fundos da empresa Transembra, cujo logradouro é a rua Olympio Trombini, 51 (bairro Cascatinha). Coordenadas UTM: (670119 - 7188408).

#### Litotipos

O gnaiss granodiorítico com bandamento marcante e o gnaiss granito e injeções quartzo-feldspáticas foram os litotipos observados. A foliação ocorre no intervalo N70-80E com mergulhos de 80° em média para o quadrante SE.

#### Principais trends estruturais (descrição geral):

Nas fraturas com mergulhos subverticais (Figura 4.92, A) o trend de maior destaque é o de direção N35-50W (fraturas fechadas), seguidos dos sets N15W/73NE (planos mais abertos), N10-20E/75SE, N60-70E/85SE e E-W (estas duas últimas famílias são formadas por fraturas fechadas e com preenchimento de calcita). As direções N55W/16NE e N35W/42NE representam planos subhorizontais a oblíquos associados à circulação de água sendo cortadas pelas estruturas subverticais inicialmente mencionadas. As falhas transcorrentes (Figura 4.92, B), são representadas por duas famílias com mergulhos empinados e movimentação, predominantemente, anti-horária e de forma associada nas seguintes direções: (a) próximo a N-S e (b) N22E/84SE. A cinemática do movimento dos planos é evidenciada a partir de espelho de falha marcante, estrias e degraus. As estruturas N-S são levemente sinuosas e apresentam, por vezes preenchimento (ultracataclasito), no entanto são abertas (verificou-se indícios de circulação de água nas fraturas) e com espaçamento menor que 10 cm entre si. As estruturas NE/SW, também favoráveis para água, não apresentam material de preenchimento, geram cisalhamento rúptil mais acentuado e intensa cataclase na rocha. Uma terceira moda nas falhas transcorrentes ocorre na direção N65E com mergulhos empinados e predominantemente para SE. A movimentação em geral é anti-horária.

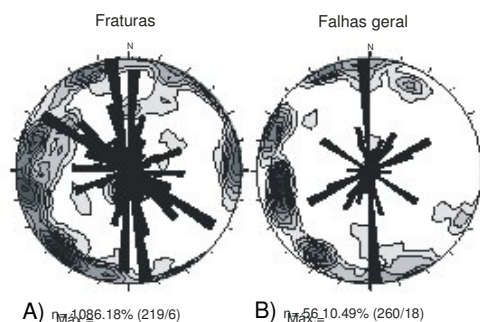


Figura 4.92: (a) Estereograma para os planos de fraturas em geral; (b) Representação das falhas.

#### 4.2.17 Ponto 07 - Afloramento Cascatinha

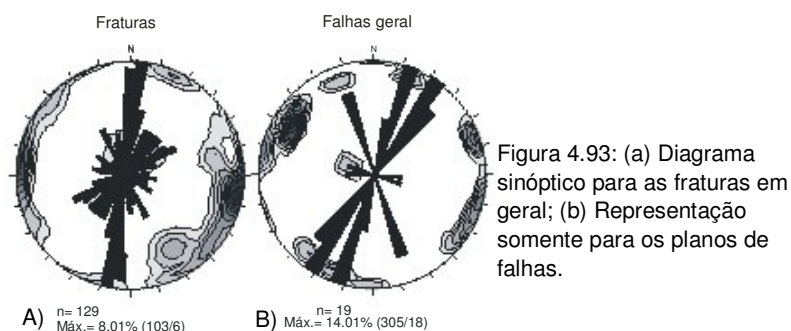
O afloramento localiza-se atrás do restaurante Cascatinha de logradouro na Av. Manoel Ribas, nº 4455. As coordenadas UTM locais são: (669224 - 7188197).

#### Litotipos

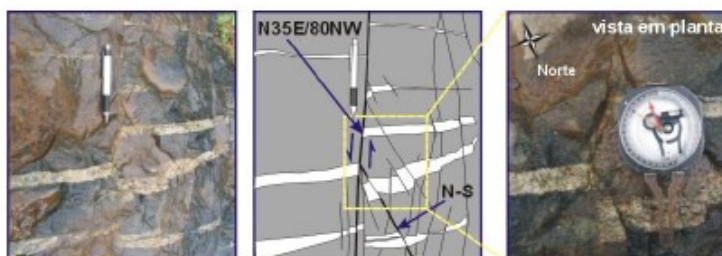
O gnaiss granodiorítico é o litotipo presente e evidencia bandamento gnáissico marcante de direção média N80W/80SW caracterizado pela intercalação centimétrica de faixas escuras com níveis claros ricos em quartzo e feldspato. Também ocorrem porções pegmatíticas e grande desenvolvimento de quartzo e cristais de feldspato com até 15 cm de comprimento.

#### Principais trends estruturais (descrição geral):

No estereograma das fraturas foram medidos 129 planos e as modas mais representativas são os trends N-S e N30E, em geral com altos mergulhos (Figura 4.93). Secundariamente ocorrem estruturas empinadas próximas a E-W, freqüentemente fechadas. Quanto às falhas, o sistema principal é o transcorrente e a família de maior destaque foi verificada no intervalo N15-35E.



As estruturas N-S e N15-35E parecem fazer parte de um mesmo sistema de fraturas conjugadas e segundo este trend ocorre uma grande zona de cisalhamento rúptil gerada por falhas transcorrentes. As estruturas N-S, por vezes tem preenchimento de ultracataclasito e as NE apresentam calcita esparsa, porém ambas as famílias são abertas. No local as relações entre os planos mencionados apresentam movimentação anti-horária cuja cinemática é evidenciada pelo deslocamento do bandamento gnáissico (Figura 4.94) e por estrias e degraus (Figura 4.95).



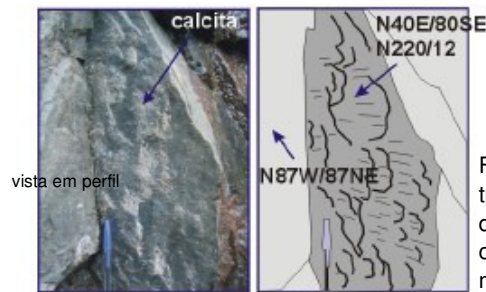


Figura 4.95: Falha transcorrente anti-horária de direção N40E/80SE e componente de movimento normal.

As fraturas verticais NE mostradas anteriormente na figura 4.94 e estruturas de mergulho baixo de direção próxima a N35W/20SW deslocam o bandamento gnáissico (Figura 4.96).

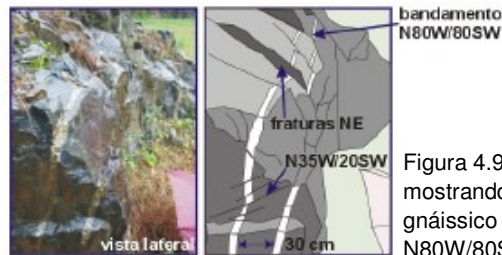


Figura 4.96: Vista lateral mostrando o bandamento gnáissico de direção N80W/80SW.

As estruturas subhorizontais formam pares conjugados, havendo indícios de circulação de água entre os planos, estes seccionados por fraturas subverticais NE e N-S (Figura 4.97).



Figura 4.97: Padrão conjugado gerado por estruturas de mergulho baixo.

#### 4.2.11 Ponto 08 - Parque Tanguá

A antiga pedreira do parque Tanguá localiza-se no bairro Taboão e o acesso principal é feito seguindo pela rua Eugênio Flor. As coordenadas UTM locais são: (672747 - 7192093).

#### Litotipos

Os litotipos presentes são: (a) gnaiss granodiorítico com foliação gnáissica fina à grossa, geralmente demarcados por cristais de quartzo estirados; (b) dique de diabásio de até 8 m de largura e apófises menores.

#### Principais trends estruturais (descrição geral):

No local foram observados planos de fraturas diversos e grandes zonas de cisalhamento rúptil, constituídos na sua maioria por falhas transcorrentes, cuja principal característica foi gerar forte cataclase e cominuição das rochas, principalmente, na direção N-S e N30E. A

cinemática destas falhas transcorrentes é evidenciada por degraus e estrias subhorizontais a inclinadas entre 4 e 18° de mergulho.

No estereograma das fraturas (Figura 4.98, A) o set subvertical de maior destaque está compreendido no intervalo N01-20E, em geral com mergulho de 80° para SE. Outras duas concentrações máximas correspondem a planos subhorizontais de atitudes médias N50W/20NE e N75E/8NW. Nas estruturas de mergulho baixo, há formação de padrões em X e indícios de circulação de água. Estas famílias são cortadas pelos sets N-S e NE, sugerindo que os planos subhorizontais sejam anteriores ou que as fraturas subverticais do sistema transcorrente tenham sido reativadas. No diagrama obtido para as falhas (Figura 4.98, B) observa-se um trend principal no intervalo N25-35E com mergulhos subverticais, e uma moda secundária representada pela direção N-S/70NW, ambas parecem fazer parte de um mesmo sistema transcorrente.

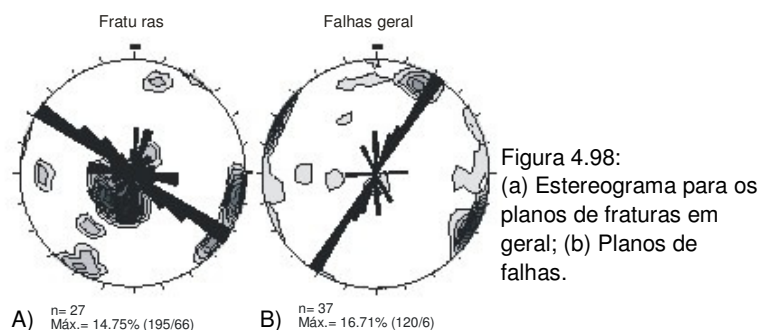


Figura 4.98:  
(a) Estereograma para os planos de fraturas em geral; (b) Planos de falhas.

De acordo com as relações entre os planos, sigmóides, estrias e degraus, as estruturas NE evidenciam movimentação, predominantemente, anti-horária, a exemplo da falha N21E/88NW com lineação N30/4. As estruturas subverticais próximas a N-S apresentam, por vezes, preenchimento com ultracataclasito, quartzo e calcopirita esparsa, porém o cisalhamento gerado pelas falhas transcorrentes é muito intenso, resultando em planos abertos nesta direção.

Além do sistema mencionado há dois planos de falhas normais de atitudes N84E/9NW e N3E/61NW e uma falha inversa (oblíqua) de direção N30W/85SW com estrias apresentando 45° de mergulho em média. Outro fato de grande destaque no local diz respeito a uma apófise do dique de diabásio, deslocada pelas estruturas de mergulho baixo de atitudes N57W/9NE e N50W/45NE. As fraturas subhorizontais a inclinadas, por sua vez, são seccionadas pelo sistema transcorrente. Essa relação foi verificada nos outros afloramentos.

#### 4.2.9 Ponto 09 - CIC (inclusive os pontos 20 a 26)

Nestes locais foram observadas famílias de fraturas marcantes com mergulhos subverticais, dentre as quais destaca-se o trend NW, que afetam tanto as rochas do Complexo



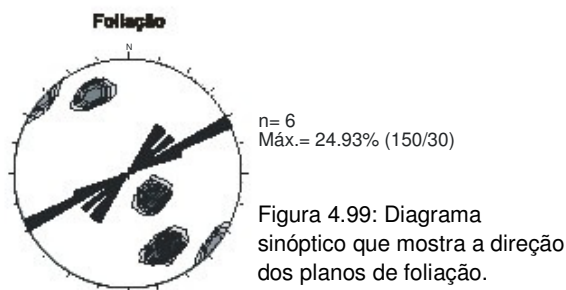
Atuba quanto os sedimentos da Formação Guabirotuba. Foi verificado o cruzamento de estruturas grande porte e mergulho baixo gerando o padrão em X.

No bairro do CIC os pontos 9 e 20 a 26 (próximos entre si) são afloramentos visitados ao longo de um corte de estrada na margem direita (sentido sul) da Avenida Juscelino K. de Oliveira, conforme mostra o mapa da figura 4.2. Coordenadas UTM locais: (666852 - 7177144).

### Litotipos

Os litotipos observados do Complexo Atuba foram o gnaiss granito (rico em quartzo) e um dique de rocha básica bastante alterado, provavelmente, um corpo de diabásio. Já a Formação Guabirotuba é representada por sedimentos argilosos cinza-esverdeados, horizontes de caliches de granulometria submilimétrica com até 3 cm de espessura e níveis conglomeráticos na base. Em um dos afloramentos (ponto 26) foi visto depósito de material de fluxo (debry flow), cujos clastos e seixos angulosos foram atribuídos a Formação Tinguís.

No gnaiss a foliação bem desenvolvida foi observada nas seguintes direções N35E/25NW, N50E/25NW, N55E/85NW e N66E/65 SE (Figura 4.99). Por vezes, pode ser vista a lenticularização e a rotação dos minerais em meio aos planos ora com mergulho baixo ora empinados. Outra característica marcante é a crenulação, inclusive com a presença de pequenas dobras (shear folds), o que indica zona de cisalhamento intensa com caráter rúptil-dúctil.



### Principais trends estruturais (descrição geral):

Ao todo foram medidas nos afloramentos do CIC 100 fraturas, dentre as quais os planos subverticais de direção N30W são mais freqüentes (Figura 4.100, A). No estereograma das falhas, 20 planos correspondem a estruturas transcorrentes, cujas direções principais são a N15W/85SW e N8E/70NW (Figura 4.100, B). Duas falhas inversas de atitudes N10W/52NE e N20W/18NE também foram ser mencionadas.



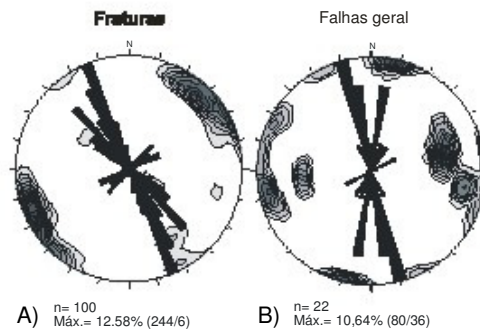


Figura 4.100: ( a) Estereograma para os planos de fraturas em geral; (b) Planos de falhas.

#### Ponto 09 (Coordenadas UTM locais: 666852 - 7177144)

No ponto 09, em meio ao gnaiss granito foi observado um dique de rocha básica de direção N55W/86NE e, embora o corpo intrusivo se apresente bastante intemperizado, o mesmo parece estar seccionado por planos de fraturas subhorizontais e subverticais (Figura 4.101).

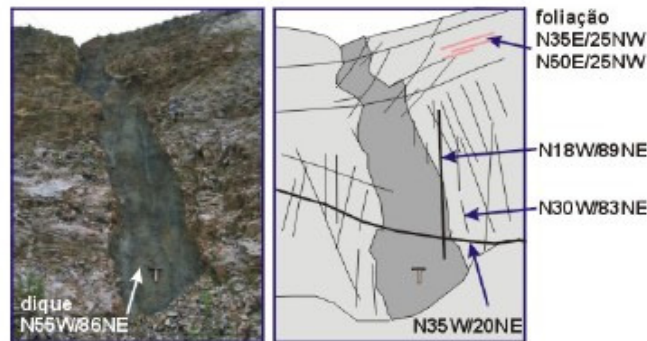


Figura 4.101: Corpo intrusivo intemperizado seccionado por planos de fraturas de mergulho baixo e subverticais.

No exemplo seguinte observam-se desníveis topográficos e o contato brusco das rochas do Complexo Atuba com a Formação Guabirrotuba, cuja superfície marcada por nível de seixos e cascalhos de diferentes tamanhos pode ter sido originada por deslocamentos de blocos do embasamento, devido à atuação de planos de falhas normais ou oblíquas. As linhas tracejadas da figura 4.102 indicam prováveis planos tectônicos também presentes nos sedimentos.

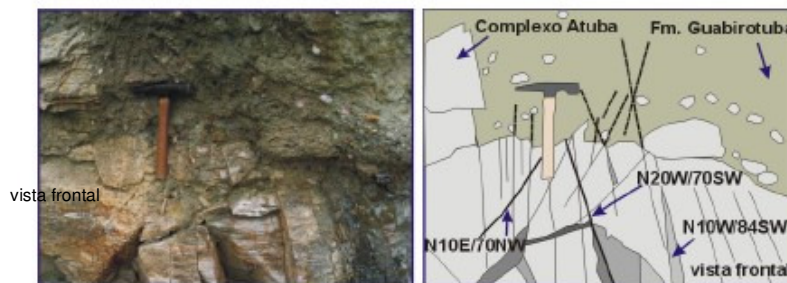


Figura 4.102: Blocos deslocados no contato das rochas do Complexo Atuba com os sedimentos da Fm. Guabirrotuba.

Na figura 4.103 foram identificados com maior precisão, planos de fraturas subverticais tanto no gnaiss quanto nos sedimentos argilosos. Embora os litotipos da Formação Guabirrotuba não sejam favoráveis a geração de bons indicadores cinemáticos, chama atenção nos sedimentos os planos NW/SE e os mesmos formam o padrão em X com as fraturas NE.

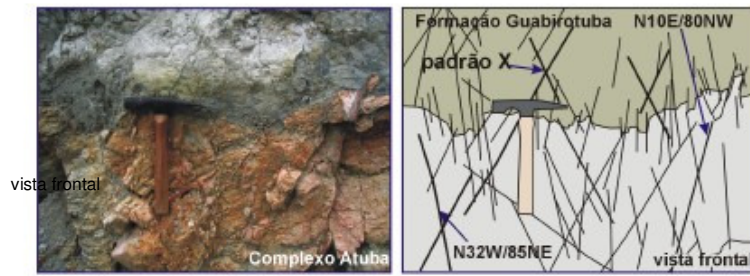


Figura 4.103: Planos de fraturas que cortam as rochas do Complexo Atuba e os sedimentos da Formação Guabirotuba.

Além das fraturas subverticais também ocorrem no afloramento estruturas com mergulhos baixos que evidenciam padrões conjugados, sugerindo que os planos sejam de origem tectônica (Figura 4.104).

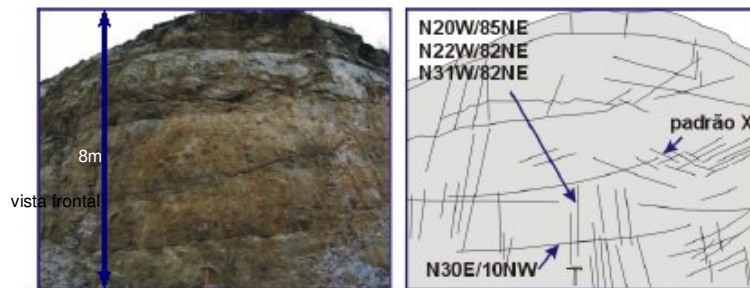


Figura 4.104: Fraturas NW/SE subverticais e padrão em X gerado pelo cruzamento de estruturas de mergulho baixo.

A observação mais cuidadosa de um destes planos subhorizontais (Figura 4.105, A e B), permitiu concluir a presença de uma falha de direção N20W/18NE no contato do gnaiss com os pacotes argilosos e cujas estrias e degraus indicam a cinemática com movimento inverso. Também estão presentes planos de fraturas empinadas que atravessam ambos os litotipos, a exemplo da fratura N25E/82SE.

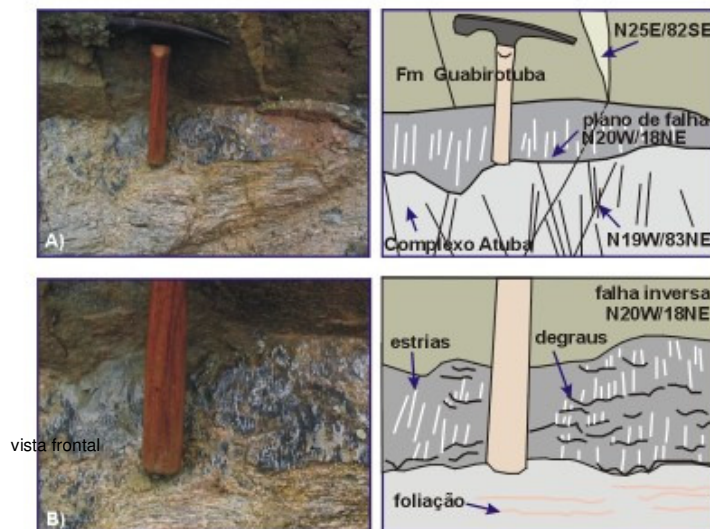


Figura 4.105: (a) Plano de falha subhorizontal no contato do gnaiss com os sedimentos da Bacia; (b) Detalhe das estrias e degraus que marcam a cinemática da falha inversa de direção N20W/18NE.

#### Ponto 20 (Coordenadas UTM locais: 666482 - 7179474)

Neste local foi observado o contato brusco entre a Formação Guabirotuba e as rochas do Complexo Atuba e um nível de seixos e cascalhos com até 25 cm marcando uma superfície onde

ocorrem desníveis topográficos. Da mesma forma que no ponto 09, o deslocamento dos blocos originou-se, possivelmente por estruturas com movimentação normal ou oblíqua.

#### Ponto 21 (Coordenadas UTM locais: 666695 - 7177781)

No ponto 21 a estrutura de grande destaque é uma falha inversa (já documentada por Salamuni, 1998) com atitude N10W/52NE que desloca os sedimentos da Formação Guabirrotuba (Figura 4.106). Pela observação dos horizontes de caliches, há indícios de que os níveis também são seccionados por fraturas de mergulhos empinados.

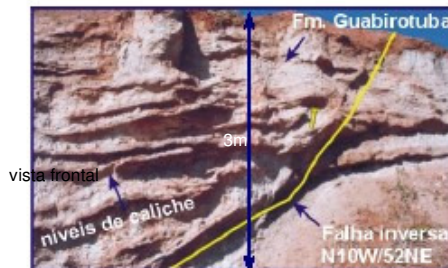


Figura 4.106: Plano de falha inversa de direção N10W/52NE que desloca sedimentos da Formação Guabirrotuba.

Sobre o embasamento da bacia foi medido outro plano estrutural marcante N55E/85NW paralelo à foliação, no qual ocorre quartzo bipiramidal bem formado e facetado, provavelmente produto de falha.

#### Ponto 22 (Coordenadas UTM locais: 666665 - 7177555)

Nos sedimentos da Formação Guabirrotuba foram observados planos de fraturas marcantes nas direções N-S/50E, N5W/52SW, N15W/54SW, N15W/60SW e N30W/60SW.

#### Ponto 23 (Coordenadas UTM locais: 666737 - 7177438)

As rochas do Complexo Atuba apresentam no local cisalhamento dútil intenso, que pode ser representado por quatro modas nas fraturas: N30W/85NE, N20E/76NW, N50E/27NW e N57E/66NW e ainda três planos marcantes de falhas transcorrentes de direção: “a” N18W/76NE, “b” N23E/89NW (anti-horário) e “c” N08E/89SE. Com frequência ocorrem veios de quartzo preenchendo fraturas, cujos planos cortam a foliação de direção principal N60E/60NW. Quanto às estruturas subverticais, a maioria dos planos N18W são abertos (com até 2 cm) e outros estão preenchidos com quartzo e epidoto, porém também em geral são abertos (Figura 4.107). Na direção N57E/66NW ocorre uma zona de cisalhamento de caráter dútil e presença de pequenas dobras (shear folds). Esta família, que parece estar crenulada, é seccionada por fraturas de direção N50E com mergulhos subhorizontais a oblíquos. No afloramento foi observada uma grande zona de cisalhamento dútil caracterizada por uma falha de direção N9W/84NE, com aspecto de estrutura em flor negativa, cujos planos amendoados, rugosos e abertos provocam forte cataclase e cominuição na rocha (Figura 4.108).



Figura 4.107: Set marcante de fraturas NW/SE e mergulhos empinados.

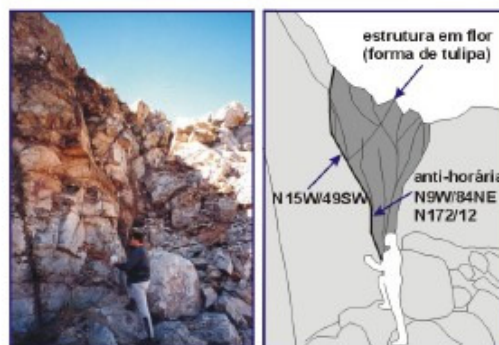


Figura 4.108: Zona de cisalhamento rúptil marcante caracterizada por uma estrutura em flor negativa com plano médio próximo à direção N9W/84NE.

#### Ponto 24 (Coordenadas UTM locais: 666544 - 7177280)

No contato do gnaíse com os sedimentos da bacia ocorre nível rudáceo composto, predominantemente, por seixos de Qz na base podendo atingir até 20 cm de espessura. Também foram observados horizontes onde ocorreu intensa laterização responsável por crostas com até 1 cm de espessura. No local existe desnível topográfico de quase 5 m em relação ao ponto 21 (as rochas do Complexo Atuba estão em cotas mais rebaixadas que os afloramentos vizinhos).

#### Ponto 25 (Coordenadas UTM locais: 666497 - 7177144)

Segundo a direção N30E/80SE foi medida uma marcante estrutura transcorrente, cujo cisalhamento rúptil gera resíduo de pó de falha e intensa recristalização de quartzo. Nesta zona de falha com até 2 m de largura foram encontrados grandes blocos de 40 cm de quartzo facetado de cor cinza escuro.

#### Ponto 26 (Coordenadas UTM locais: 666777 - 7178144)

Novamente foi verificada a passagem abrupta entre os sedimentos e o embasamento da bacia. Neste contato brusco, as argilas finas de cor cinza (depositadas de forma lenta e, provavelmente em ambiente lagunar), passam para um depósito de material de fluxo (debry-flow) de cor avermelhada, caracterizado por seixos e porções (bolotas) da Formação Guabirota. Neste pacote de sedimentos retrabalhados, atribuídos à Formação Tinguis, foram observados pequenos planos de fraturas de direções N70W/30SW, N65W/25NE e N8W/40NE.



#### 4.2.10 Ponto 10 - Pedreira Marc

Falhas inversas de grande porte e sistemas de juntas conjugadas de mergulho baixo (20-30°), seccionados por planos de falhas transcorrentes são as estruturas de maior destaque.

A Pedreira Marc localiza-se a sul de Curitiba, no município de Campo Largo da Roseira e o acesso principal é feito pela PR-025 até o entrocamento próximo a rua Casimiro Grochka. As coordenadas UTM locais são: (683839 - 7156322).

#### Litotipos

No afloramento a rocha foi descrita como gnaiss - granulito com granulação fina a média. No exemplo da figura 4.109 (A), a matriz constituída, predominantemente por feldspato alcalino e quartzo, apresenta textura milonítica caracterizada por estruturas augen ou porfiroblastos assimétricos com cauda. Pela observação macroscópica foram identificados cristais com sombra de pressão e em meio à foliação bem desenvolvida de direção N30W/30NE e N75W/25NE, ocorrem agregados lenticulares de quartzo em meio aos níveis mais escuros. Por vezes, a rocha não apresenta orientação mineral definindo estrutura granoblástica maciça (Figura 4.109, B).

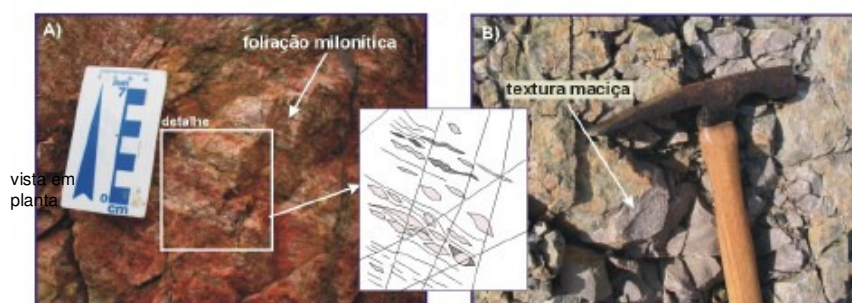


Figura 4.109: (a) Foliação milonítica de direção N30W/30NE caracterizada por estruturas Augen ou porfiroblastos assimétricos com cauda; (b) Estrutura granoblástica maciça.

#### Principais trends estruturais (descrição geral):

No diagrama sinóptico das fraturas foram medidos 255 planos e as modas de maior destaque são representadas pela família N25W com mergulhos empinados predominantes para SW, seguido pelos trends próximos a N-S e a E-W (Figura 4.110, A). Secundariamente foi verificada direção N60W, também com mergulho subvertical. No estereograma das falhas a atitude N20W/30NE corresponde ao plano médio de estruturas inversas marcantes observadas em campo. Já as falhas transcorrentes apresentam direções predominantes E-W e N30W com mergulhos altos, em geral para SW (Figura 4.110, B).

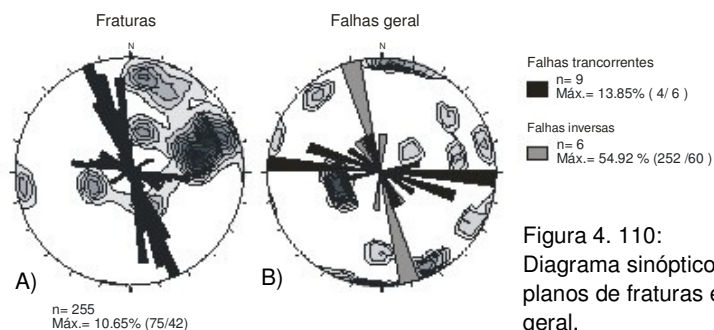


Figura 4. 110:  
Diagrama sinóptico para os  
planos de fraturas e falhas em  
geral.

### Estruturas NW-SE

As fraturas de mergulhos empinados no intervalo N15-30W representam a família mais freqüente no afloramento e os planos, em geral abertos e contínuos, ocorrem de forma sistemática seccionam, por sua vez uma zona de cisalhamento de grande porte de direção N15W/30NE e juntas associadas (Figura 4.111).

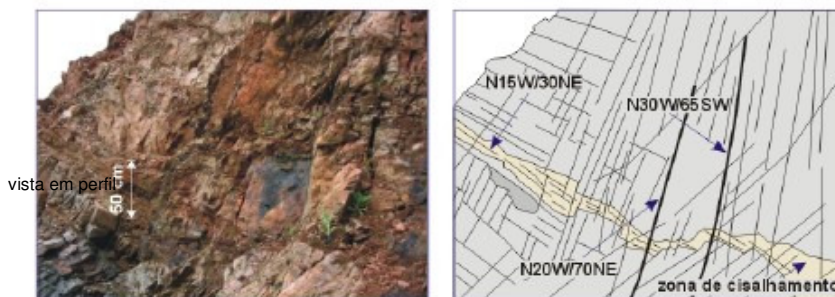


Figura 4. 111: Fraturas NW/SE repetitivas que seccionam uma zona de cisalhamento de mergulho baixo.

Na fotos (A) e (B) da figura 4.112 pode ser observado, com aproximação maior que os planos de fraturas subverticais NW atravessam a estrutura de mergulho baixo (20-30°), provavelmente uma falha inversa. Nesta última com até 1 m de largura observa-se a cataclase e intensa cominuição da rocha produzida pela zona de cisalhamento rúptil subhorizontal.



Figura 4. 112: Foto com maior detalhe que mostra os planos subverticais NW-SE (detalhe B) que seccionam a falha inversa com mergulho de 22° para nordeste.

A direção NW-SE verificou-se a presença de falhas transcorrentes marcantes, cujas superfícies planares de grande porte, por vezes, apresentam calcita, epidoto e material de



alteração (Figura 4.113). Foram reconhecidos planos com movimentação tanto horária, quanto anti-horária e as estrias na sua grande maioria são oblíquas.



Figura 4.113: Plano de falha transcorrente de direção N40W/70SW com movimentação anti-horária.

Na figura 4.114, o cruzamento das direções N25W/62NE e N60W/60SW dos planos médios de fraturas com mergulhos empinados caracterizam um padrão conjugado em X.

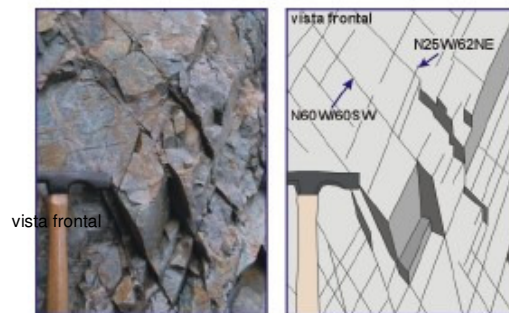


Figura 4.114: Padrão em X conjugado formado pelo cruzamento das direções dos planos médios de fraturas N25W/62NE e N60W/60SW.

### Estruturas N-S

A família de fraturas N-S, compreendida no intervalo de N10W a N10E (mergulhos subverticais), é caracterizada por planos em geral abertos com até 1 cm, lisos, sem preenchimento, sistemáticos e com superfície planar ou amendoada (Figura 4.115).

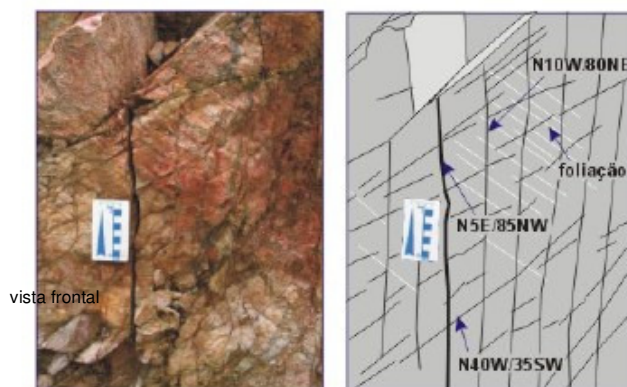


Figura 4.115: Sistema de fraturas de direção N-S, em geral abertas e repetitivas.

### Estruturas E-W

Na direção próxima a E-W são observadas grandes zonas de cisalhamento, segundo as quais os planos são repetitivos, mais fechados e com freqüência contém preenchimento de ultracataclasito e calcita em veios com até 2 cm de espessura. No exemplo da foto (A) e (B) da figura 4.116, na faixa onde ocorre uma zona de cisalhamento de direção em torno N85W/NE e

aproximadamente 15 m de largura, as características estruturais e texturais da rocha mudam bruscamente passando a apresentar na escala macroscópica, estrutura maciça não possibilitando a identificação de cristais a olho nu. Fraturas verticalizadas de direção do plano médio N5W/80NE seccionam o trend estrutural E-W.

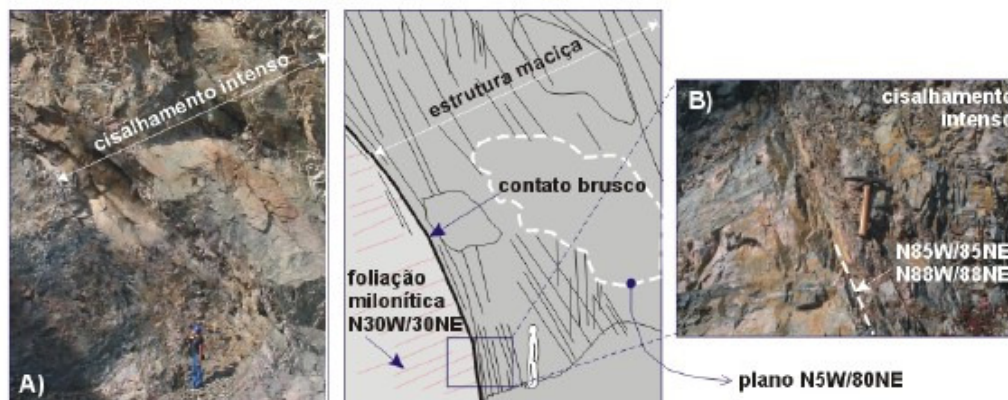


Figura 4.116: (a) Grande zona de cisalhamento de direção N88W/88NE; (b) Detalhe mostrando o contato brusco que separa a rocha com estrutura foliada e a rocha com estrutura maciça.

#### Zona de cisalhamento de mergulho baixo a oblíquo (falhas inversas)

Uma grande zona de cisalhamento de mergulho baixo a inclinado, assim como demais juntas associadas ao sistema inverso, ocorrem na direção próxima a N20W/30NE, podendo haver variações nas atitudes a exemplo do plano N40W/35SW. Na foto da figura 4.117 as direções de falhas N15W/30NE, N20W/33NE e N1E/35SE, que representam esta zona de cisalhamento inversa de cerca de 16 m de largura, geram intensa cataclase e moagem da rocha.

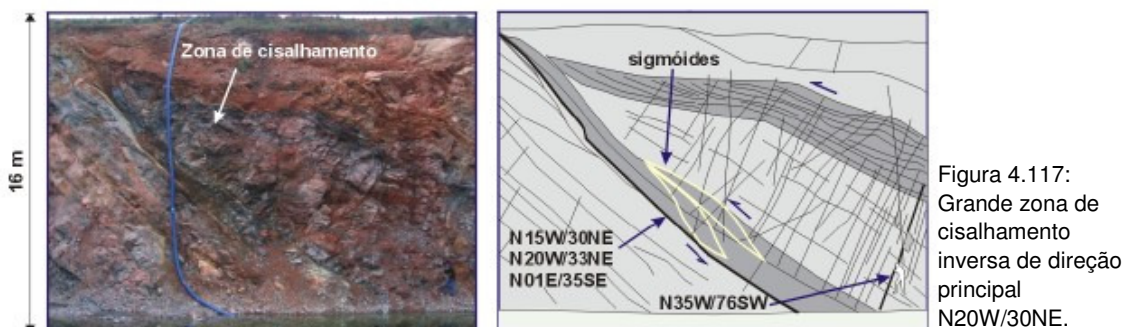
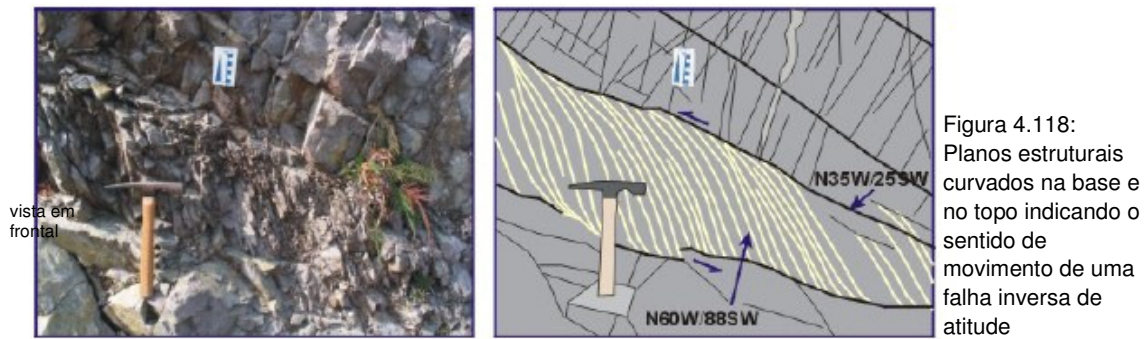


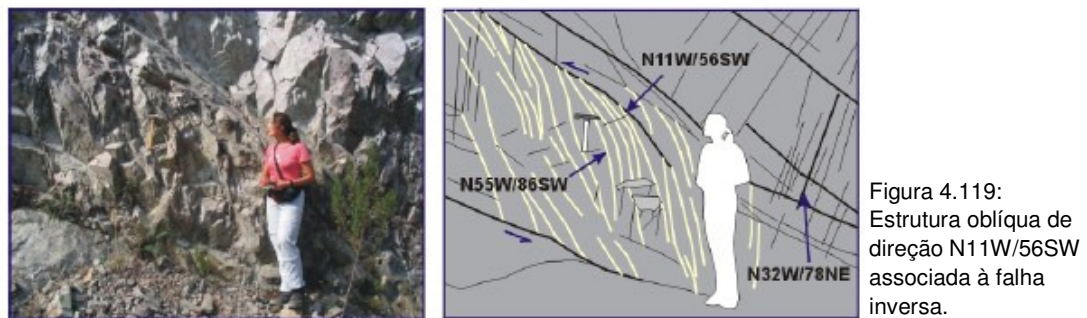
Figura 4.117: Grande zona de cisalhamento inversa de direção principal N20W/30NE.

Nas porções mais afetadas pelo atrito produzido durante o arraste das superfícies curvilineares, foram identificados sigmóides que evidenciam a cinemática da falha inversa, por sua vez, seccionada pelos sets transcorrentes.

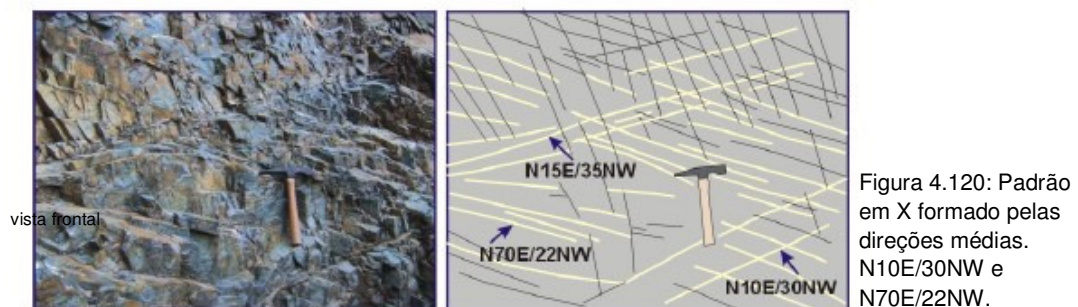
Em outros pontos da pedreira foram observadas marcantes estruturas inclinadas com 30° de mergulho em média, também associados ao sistema de falhas inversas pelos indicadores cinemáticos em planos curvados na base e no topo, como mostra a figura 4.118.



Próximo à estrutura anterior, foi visto outro conjunto de fraturas oblíquas com direção N11W/56SW e características semelhantes às falhas inversas, o que sugere que os planos foram gerados pelo mesmo sistema de falhas (Figura 4.119).



No afloramento também ocorrem sistemas de juntas tectônicas abertas, lisas, pouco rugosas, sem preenchimento e repetitivas, cujo cruzamento das direções dos planos médios N10E/30NW e N70E/22NW origina o padrão em X conjugado (Figura 4.120).



#### 4.3 Apresentação dos padrões estruturais gerais

Embora as rochas do Complexo Atuba sejam condicionadas pela superposição de mais de um evento tectônico, as características observadas nos afloramentos indicam que uma deformação mais recente ou pré-atual ocorre em regime rúptil decorrente da atuação de falhas geradas ou reativadas segundo um sistema transcorrente dominante. Em vista da complexidade estrutural o principal critério adotado para a análise geométrica, foi o de caracterizar as fraturas mais representativas e que geram um padrão sistemático e/ou conjugado, com especial ênfase as mais favoráveis para água subterrânea. De acordo com a trama espacial, direções estruturais específicas, como as chamadas fraturas “T” (ver modelo de Riedel), em geral mais abertas, são objeto de interesse nessa pesquisa.

Dentre as diferentes modas observadas em campo, as estruturas tectônicas N-S estão presentes em praticamente todos os afloramentos considerando-se que estruturas entre o intervalo N10W a N10E pertencem ao mesmo sistema, já que as características nestas direções são muito similares, a exemplo do caráter distensivo. Nesta família verificam-se grandes planos estruturais subverticais que apresentam com frequência padrão amendoado e por vezes com geração de ultracataclasitos. Em geral, porém o cataclasamento nesta direção é muito intenso abrindo a maioria dos planos e favorecendo a circulação de água. Em outras situações estas estruturas são caracterizadas por planos verticais abertos, marcantes, sem preenchimento ou indício de movimento (fraturas de extensão).

Associado às estruturas N-S ocorre um sistema conjugado transcorrente proeminente formado por fraturas sub-verticais de grande porte em geral com padrão escalonado nas direções N20-35E (predominam falhas com movimentação sinistrógira) e N20-35W (maior frequência de falhas dextróginas). A geometria conjugada em forma de “X” é uma das características principais destas famílias, cujo sistema de fraturas cisalhantes é responsável pelo deslocamento e intenso fraturamento de diques de diabásio de grande porte (até 18 m de largura), havendo registros em um dos afloramentos (pedreira Inecol, ponto 03) de rejeito dextrógiro de 7 m (Figuras 4.53 e 4.54). Pequenos e grandes diques, fraturados e movimentados por falhas foram observados na antiga pedreira do parque Tanguá (ponto 08) e também nas pedreiras Central (ponto 01), pedreiras Maringá (ponto 02), Cesbe (ponto 05) e Greca (ponto 13), bem como afloramentos isolados. O padrão conjugado gerado pelas famílias N-S, NW/SE e NE/SW é bem evidenciado, principalmente na pedreira Central, conforme mostra a figura 4.121 e está de acordo com os modelos de fraturamento de Ruhland (1973). Além dos diques de diabásio o sistema transcorrente também provoca fraturas e rejeitos em corpos intrusivos alcalinos (lamprófiros) de médio porte (Figura 4.7), assim como estrias de atrito e sulcos profundos em gnaisses e



migmatitos. Em afloramentos onde há o contato das rochas do Complexo Atuba e os sedimentos da Formação Guabirotuba, verificou-se que estruturas sub-verticais nos gnaisses se estendem na cobertura sedimentar, com planos de atitudes N10E/70NW, N20W/70NW, N31W/83NE.

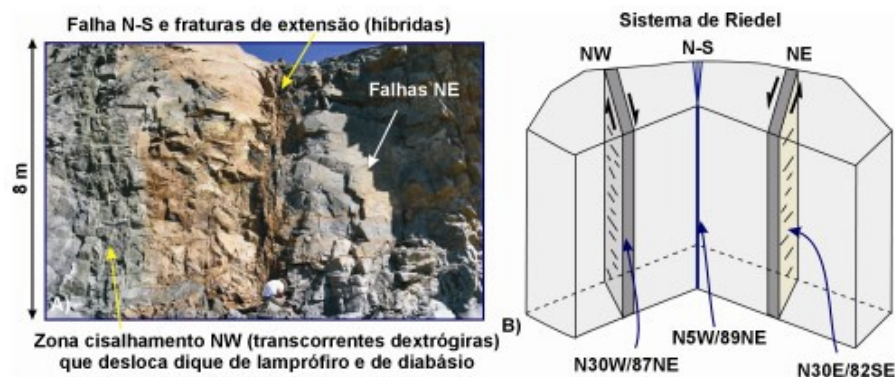


Figura 4.121: Sistema de Riedel caracterizado pelas famílias N-S, NW/SE e NE/SW.

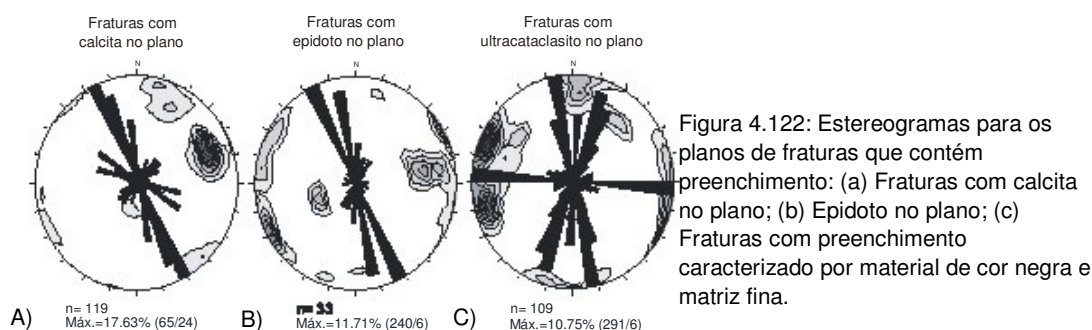
Completando o sistema transcorrente são observadas outras três tendências de famílias de fraturas na seguinte ordem de importância: (a) falhas no intervalo N45-65E com mergulhos sub-verticais SE ou NW, com planos em geral estriados e preenchidos por epidoto e/ou ultracataclasito. Em escala regional, pela fotointerpretação, constata-se que as estruturas NE-SW coincidem com alinhamentos antigos do Proterozóico, ou seja, é provável ter havido reativação recente de tais estruturas, por exemplo, Sistema Lancinha (ver Fiori, 1985) com deslocamento lateral e oblíquo; (b) tendência de direção em torno de N60W, caracterizado por planos mais fechados e preenchidos do que as estruturas NE/SW. Nesta direção também foram vistas fraturas com atitude média de N60W/80SW nos sedimentos da Formação Guabirotuba (Bacia de Curitiba); (c) estruturas de grande porte (fechadas), proeminentes, de direção E-W, principalmente na região noroeste do município, por vezes com planos oblíquos de até 50°. Neste conjunto de estruturas (E-W) foram observadas falhas normais e planos transcorrentes, por sua vez, truncados pelo sistema N-S.

Freqüentemente as fraturas de mergulhos empinados apresentam calcita e epidoto nos planos (Figura 4.122, A), no entanto, as famílias transcorrentes associadas ao sistema N-S são abertas. Segundo Vasconcellos<sup>1</sup> (2008) os veios e vênulas de carbonato são minerais hidrotermais da fase final do magmatismo alcalino no Cretáceo Superior. Já o epidoto, provavelmente de origem anterior ao magmatismo alcalino, por ser um mineral que tem muito cálcio não pode estar associado em uma mesma fase de uma rocha rica em potássio sendo,

<sup>1</sup> VASCONCELLOS, E.M.G. (2008): O magmatismo alcalino na porção leste do Estado do Paraná. Curitiba; 22/02/2008. Informação verbal.

portanto, distintos tanto estruturalmente quanto petrologicamente. As direções dos planos onde mais ocorre o mineral são a NW/SE e NE/SW, secundariamente foi visto epidoto esparsos nos planos N-S (Figura 4.122, B).

Nos planos das fraturas freqüentemente foi observada a presença de material de cor escura (negra) formando uma matriz muito fina na qual não é possível identificar grãos ou qualquer outro mineral seja de natureza vítrea ou recristalizada. As três principais modas nas estruturas que contém este material são: E-W, N25E, N15W (Figura 4.122, C). Por vezes, os planos transcorrentes N-S também apresentam este preenchimento, no entanto, ao contrário das direções próximas a E-W, em geral fechadas, os planos conjugados associados à compressão N-S são predominantemente abertos.



No geral os planos das falhas transcorrentes variam em campo desde pequenas estruturas, até zonas de cisalhamento de mais de uma dezena de metros. Na observação mais abrangente, por meio de imagens digitais (MDR), verifica-se que as estruturas relacionadas ao sistema dominante atingem extensões quilométricas. Outra característica marcante é que as falhas transcorrentes apresentam, freqüentemente, componente de rejeito oblíquo – as estrias de atrito nem sempre são horizontais - podendo ser descritas, portanto, como transcorrentes inversas ou normais. Em geral os planos mais empinados e com estrias horizontais são mais homogêneos, enquanto que os planos das falhas transcorrentes (NW ou NE) menos empinados e com estrias oblíquas, formam um padrão amendoado ou rede entrelaçada e mais complexa, responsável pelos efeitos de sobreposição e crescimento lateral das fraturas.

Algumas estruturas em flor foram identificadas, tendo os indicadores cinemáticos (sigmóides) e estruturas do tipo steps sugerindo padrão transtrativo, posto que a maior parte das falhas transcorrentes observadas apresenta componente normal. Por outro lado, também foram vistas estruturas em flor positivas direcionadas mais a E-W (Figura 4.123), podendo estas estarem associadas a fraturas de 2ª ordem segundo Moody e Hill (1956).



Além do sistema transcorrente, também ocorrem dois conjuntos distintos de estruturas sub-horizontais freqüentemente abertas: (a) juntas tectônicas com superfícies planares penetrativas e continuidade lateral; (b) grandes descontinuidades de baixo mergulho (20° a 30°) formando pares conjugados em forma de X ou, então, ocorrendo de forma isolada. Este último sistema caracteriza-se por falhas inversas nas direções próximas a N20W/35NE e N20E/20NW e caracterizam-se por apresentar cisalhamento dútil intenso, inclusive com formação de brecha cataclástica nos gnaisses e deslocamentos em diques de diabásio. As estruturas sub-horizontais (do tipo "a" e "b") foram observadas tanto a norte quanto a sul na área de estudo (por exemplo: afloramentos no CIC e pedreira Marc). As zonas de cisalhamento dútil de baixo ângulo estão seccionadas pelas falhas de direções NE/SW e NW/SE associadas ao sistema transcorrente. Com base na intersecção entre estruturas subhorizontais de grande porte e os diques de diabásio e lamprófiro, bem como a intersecção entre os planos subhorizontais e os planos de falhas com mergulhos sub-verticais, a cronologia de eventos entre as diferentes famílias de fraturas e/ou estruturas foi interpretada na seguinte ordem de ocorrência: (a) diques; (b) falhas inversas e juntas de baixo ângulo e (c) falhas transcorrentes, sub-verticais e oblíquas.

Em relação às fraturas de direção próxima a N-S acredita-se que em parte os planos foram reativados como o caso das estruturas que apresentam preenchimento, enquanto outras foram geradas em tempos mais recentes (fraturas de partição e/ou híbridas). Quanto às descontinuidades originadas inicialmente como falhas normais, durante o regime tectônico de extensão generalizada onde  $\sigma_3$  esteve direcionado a E-W e  $\sigma_1$  foi vertical, a maior percolação de água, ocorre não só em função do campo de tensões atual ou que pré-atual que favorece a abertura, mas é provavelmente acentuada pela abertura reliquiar. Também foram observados planos do sistema conjugado NW com características hidrogeológicas favoráveis, no entanto menos freqüente que na direção NE/SW. De acordo com esta configuração espacial as estruturas subverticais associadas à compressão N-S servem como condutos para circulação de água e as subhorizontais como armazenadoras.

#### 4.4 Análise Dinâmica e solução das tensões principais no Neógeno

##### 4.4.1 Aspectos iniciais

O reconhecimento espacial das tensões principais, responsáveis pelo condicionamento das estruturas recentes que seccionam as rochas do Complexo Atuba é fundamental para a determinação da tectônica dútil desta unidade.

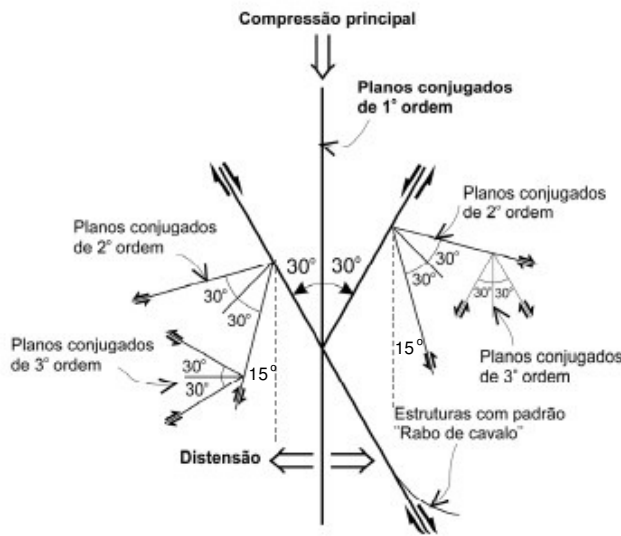
Com base nas observações de campo foram confirmadas as interpretações realizadas na análise geométrica e dinâmica que buscou associar direções específicas onde as fraturas mais abertas são favoráveis à circulação de fluídos, ao contrário de outros planos que tendem a ser mais fechados. As principais características estruturais decorrem do sistema transcorrente e para representar a trama observada nos planos de fraturas e falhas utiliza-se dos modelos teóricos de cisalhamento rúptil. Assim, de início são discutidos aspectos relativos a possíveis ajustes do campo de esforços e características dos planos ajustadas aos modelos estruturais existentes, dentre eles o de Riedel (1929). Na sequência, a partir da análise cinemática fez-se correlação espacial das estruturas associadas ao sistema transcorrente, com ajustes das estruturas segundo os esforços tectônicos atuantes no campo de tensão mais recente ou pré-atual.

#### 4.4.2 Considerações teóricas gerais

Na natureza as fraturas não ocorrem de forma randômica, mas segundo um padrão geométrico espacial, ligadas às tensões cisalhantes principais de acordo com a classificação em falhas reversas, normais ou transcorrentes (ANDERSON, 1942). Burbank e Anderson (2001) afirmam ocorrer previsibilidade na geometria das estruturas que afetam as rochas superficiais, drenagens e depósitos de aluviões em resposta ao campo de tensões representado pelo elipsóide de tensões em modelos teóricos de cisalhamento rúptil, tais como o modelo de Riedel (1929), que pode apresentar variação angular entre 30° até 90° entre o ângulo do plano "Y" e das fraturas "T" (de tensão ou "tip cracks"). Na direção de "T" não são observados planos estriados ou outros indícios de movimento em condições normais de stress (TCHALENKO e AMBRASEYS, 1970; WILCOX et al., 1973; PETIT, 1987), porém com aumento da tensão, pode haver evolução progressiva das fraturas "T" para fraturas do tipo "R". Gamond (1983) discute esta questão, admitindo movimento relativo importante na direção "T", quando há indução pela fricção dos planos adjacentes com ângulo próximo ao das fraturas R'.

Segundo Kim et al. (2001) as fraturas "T" ocorrem em ângulos de 30° até 60° em relação à falha principal devido a variações nas condições de tensão e reativações, que por sua vez, podem originar fraturas com característica distensiva e cisalhante: híbridas (BILHAM e KING, 1989; MCGRATH e DAVIDSON, 1995; WILLENSE e POLLARD, 1998). A variação no ângulo entre fraturas "tip cracks" e a falha principal depende de propriedades reológicas da rocha, condições de stress e geometria da superfície da falha, além de a situações envolvendo transpressão ou transtensão, ou ainda, pela variação interna da pressão de fluídos e deslocamento originado pela fricção com os planos adjacentes (SANDERSON e MARCHINI,

1984; LIN e PARMENTIER, 1988; BILHAM e KING, 1989; MCGRATH e DAVIDSON, 1995; SCHREURS e COLLETA, 1998); WILLESEN e POLLARD, 1998; KIM et al., 2001).



No modelo de Moody e Hill (1956) associado às falhas mestras (planos equivalentes a R e R' de Riedel, 1929), ocorrem estruturas de segunda e terceira ordem antitéticas (Figura 4.123) onde o deslocamento dos planos horários e anti-horários é contrário ao das falhas mestras.

Figura 4.123: Modelo teórico mostrando o arranjo dos planos das fraturas de 1º, 2º e 3º ordens (mod. MOODY e HILL, 1956).

Price (1968) e Price et al. (1994) associam a origem destes planos a variações na geometria das paredes das fraturas de primeira ordem e a modificações locais no campo de tensão.

Na classificação genética das fraturas apresentada por Singhal e Gupta (1999) tendo como base o modelo de Ruhland (1973), os planos também são classificados em 1º, 2º e 3º ordem e os mesmos podem ser do seguinte tipo:

- Fraturas de cisalhamento: podem exibir movimento relativo no plano de falha e geralmente configuram sets conjugados com ângulo diedral entre as fraturas superior a 45°;
- Fraturas de dilatação: são de origem distensiva (abertas) e desenvolvem-se paralelas à direção de tensão principal sem evidência de movimento (fraturas "T" de RIEDEL);
- Fraturas híbridas: exibem características tanto de cisalhamento quanto dilatacional. Os planos ocorrem formando sets conjugados com ângulo inferior a 45°, são abertos, podem estar preenchidos por veios e apresentar movimento relativo na direção paralela ao cisalhamento principal.

O modelo de Ruhland (1973) ilustra o arranjo dos planos das fraturas de 1º, 2º e 3º ordens e indica em diagrama de rosetas o intervalo em que as fraturas cisalhantes e de tensão podem ocorrer, conforme as três ordens citadas (Figura 4.124).

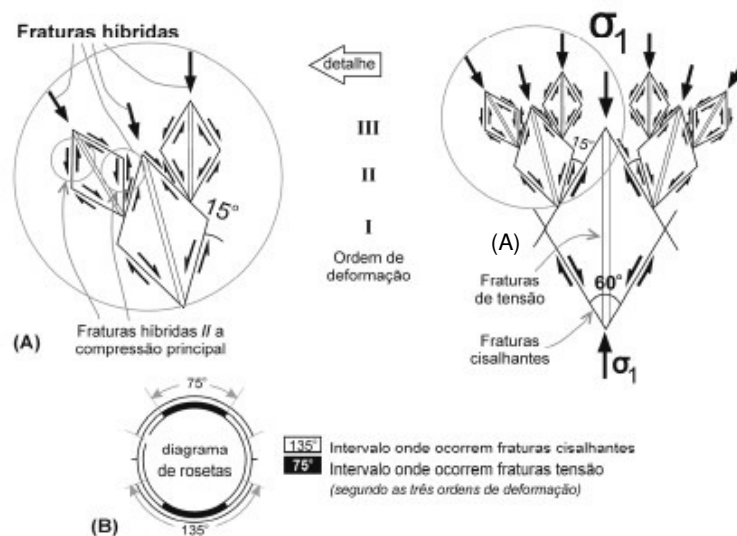


Figura 4.124: Arranjo dos planos estruturais tendo como base o modelo de Ruhland (1973): (A) Arranjo dos planos das fraturas de 1º, 2º e 3º ordens e (B) Diagrama de rosetas mostrando o intervalo de ocorrência das fraturas cisalhante e de tensão.

#### 4.4.3 Diagramas estruturais obtidos

Os dados estruturais observados nas rochas do Complexo Atuba permitiram a construção de estereogramas com auxílio do programa Stereonett v 2.4, com o objetivo de definir espacialmente o provável ajuste do campo de tensão mais recente. Para tanto foram empregados os métodos de Turner (1953) e Angelier e Mechler (1977) que utilizam os indicadores cinemáticos de falhas como base para as análises. Além destes, com os dados obtidos na pedreira Central, onde ocorre o afloramento típico que retrata com mais precisão o processo tectônico aqui abordado, foi realizada a análise, de forma manual, pelo método de Arthaud (1969). Nos cálculos realizados se utilizou apenas as informações referentes aos planos sistemáticos das falhas transcorrentes recentes ou reativadas a partir do Neógeno.

As estruturas relacionadas às falhas transcorrentes consideradas como integrantes de um mesmo sistema, portanto passíveis do emprego na solução dos tensores, foram preferencialmente àquelas contidas no intervalo entre N45W a N45E. As estruturas com características muito discordantes dos padrões gerais observados (medidas incertas, planos com mergulho menores de 70° ou falhas com estrias de atrito com obliquidade acima de 30°), em um primeiro momento foram consideradas, entretanto a inclusão destas fraturas resultou em dados conflitantes. Por estarem fora do padrão estatístico, os dados conflitantes foram desconsiderados, na busca da homogeneização das informações, pois medidas anormais tomadas em ondulações de espelhos de falhas falseiam as interpretações (ver discussão em Torres, 1994).

Na seqüência são apresentados os estereogramas obtidos para as tensões principais associadas somente às falhas transcorrentes, cuja representação obedeceu aos três métodos de análise cinemática.

(A) Pelo método de Angelier e Mechler (1977) os esforços são representados por isolinhas dos pólos em tons de cinza, onde os diedros compressivos apresentam cor escura e os diedros de distensão correspondem às porções claras (Figura 4.125).

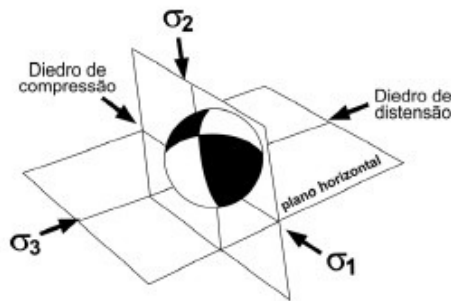


Figura 4.125: Configuração dos diedros compressivos e distensivos para falhas transcorrentes segundo o método ANGELIER e MECHLER (1977).

(B) No método de Turner (1953), são plotados símbolos que representam a posição dos tensores principais (ortogonais entre si). Os símbolos empregados estão representados na legenda da figura 4.126. A base para este método é a suposição que estruturas paralelas a  $\sigma_2$  são originadas com um ângulo de cerca de  $30^\circ$  para  $\sigma_2$  (Figura 4.126).

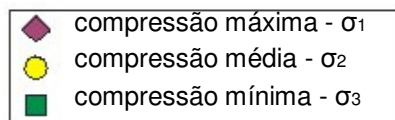


Figura 4.126: Símbolos empregados para representar as tensões principais de acordo com o método de Turner (1953).

(C) Para a determinação das direções principais de tensão segundo o método de Arthaud (1969) e aplicado de forma manual conforme Carneiro (1996), os dados da pedreira Central foram separados em dois conjuntos distintos de falhas transcorrentes: (a) 70 atitudes de planos e estrias com componente de deslocamento normal; (b) 50 planos e estrias com componente de deslocamento inverso. Na seqüência, com auxílio do diagrama de Schmidt-Lambert, para cada conjunto foram marcados os pólos das estruturas e as estrias respectivas. Fazendo-se coincidir os pares em um mesmo meridiano, foram plotados individualmente os chamados "pólos virtuais" (PV). A orientação preferencial destes pontos define uma guirlanda que, por sua vez, representa um dos planos que contém duas das três direções principais de deformação (Figura 4.127, A e B). Como o procedimento foi feito de forma separada para as falhas transcorrentes normais e



inversas, deu-se origem a dois planos médios, cuja intersecção definiu o tensor médio  $\sigma_2$  (vertical). Com base neste sistema triaxial (os dois planos médios e o ponto de intersecção) foi traçado a 90°, a partir de  $\sigma_2$ , uma terceira guirlanda (chamado de plano auxiliar), possibilitando determinar a posição dos outros dois tensores. Na figura 4.127 (C), o tensor  $\sigma_3$  é o ponto de intersecção próximo à área onde ocorrem preferencialmente as estrias normais, ao contrário de  $\sigma_1$ , que ocorre junto a maior concentração de estrias inversas (área de compressão).

O arquivo com os dados estruturais utilizados para determinar a posição das tensões principais na pedreira Central, de acordo com o método de Arthaud (1969), é apresentado na tabela 4.1 do anexo 1.

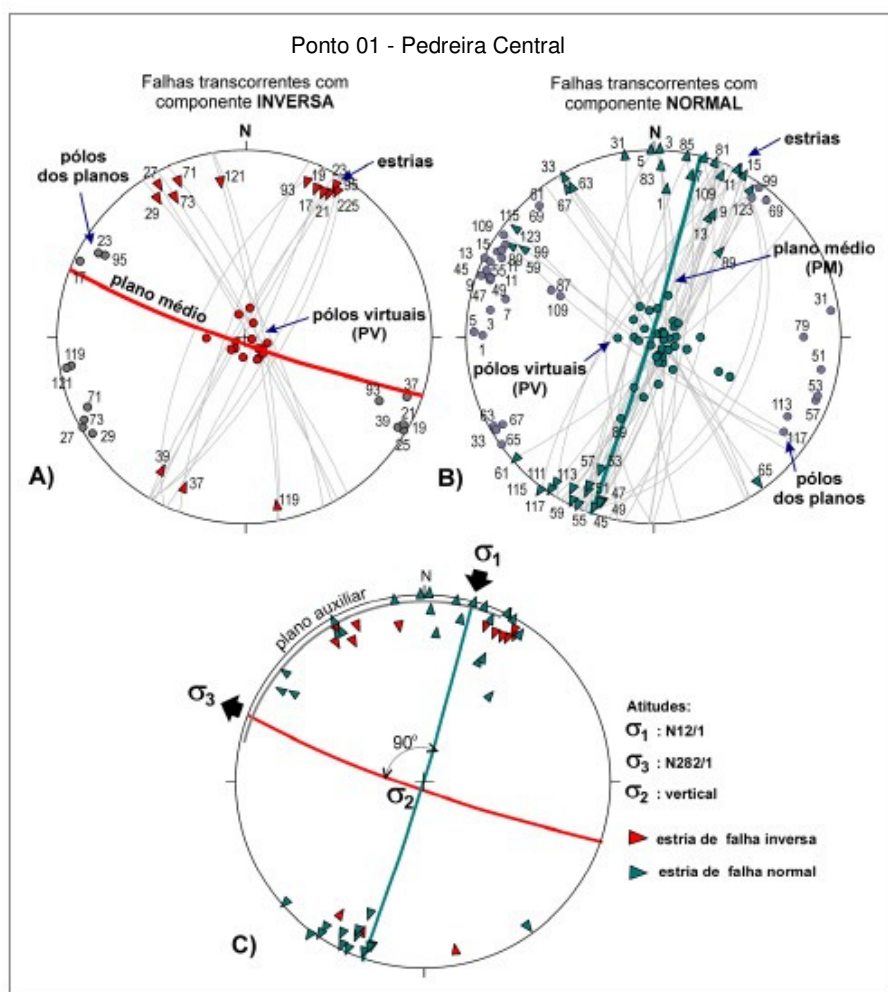


Figura 4.127: Solução das tensões principais para a pedreira Central, segundo o método de Arthaud (op. cit.). (A) Falhas transcorrentes com componente normal: pólos dos planos e as estrias respectivas junto com o traçado dos pólos virtuais (PV) e plano médio (PM); (B) Pólos dos planos com as estrias das falhas transcorrentes inversas, assim como determinação dos PV e PM; (C) Solução final.

Além da análise estrutural detalhada realizada para a pedreira Central, foram estudados outros afloramentos (ponto 01 até o ponto 09) nas proximidades ou mesmo distantes deste local

e que também foram considerados como pontos mais representativos (ver mapa de pontos da figura 4.1). Os diagramas com a solução das tensões principais tendo como base nos métodos de Turner (1957) e Angelier e Mechler (1977) são apresentados na sequência e foram confeccionados individualmente para os locais que apresentaram dados suficientes do conjunto de estruturas planares e lineares – estrias de falhas - para permitir as análises (ponto 1 até o ponto 9). Os ajustes obtidos podem ser vistos nas figuras 4.127 até 4.136.

#### Ponto 01 - Pedreira Central

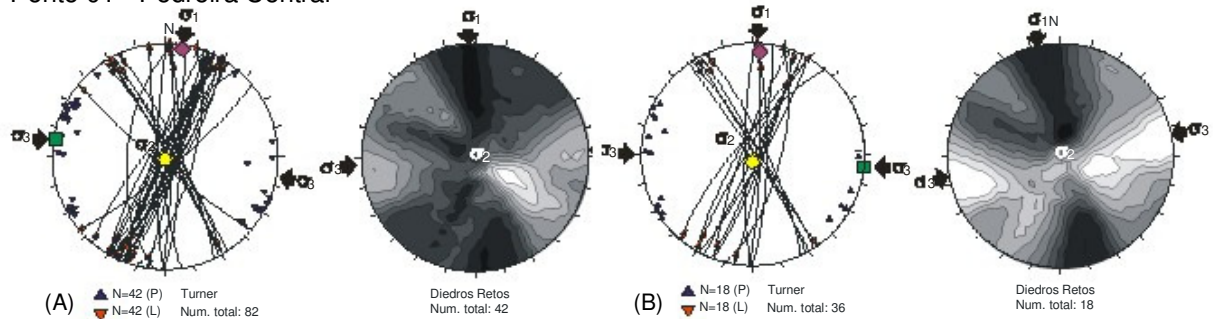


Figura 4.128: Construção de estereogramas com base nos métodos de Turner (1953) e Angelier e Mechler (1977) com o objetivo de definir o provável ajuste das tensões principais mais recentes ou pré-atuais: (a) Determinação das tensões principais para a pedreira Central com 42 medidas de falhas e estrias; (b) Solução obtida com 18 medidas.

#### Ponto 02 - Pedreira Maringá

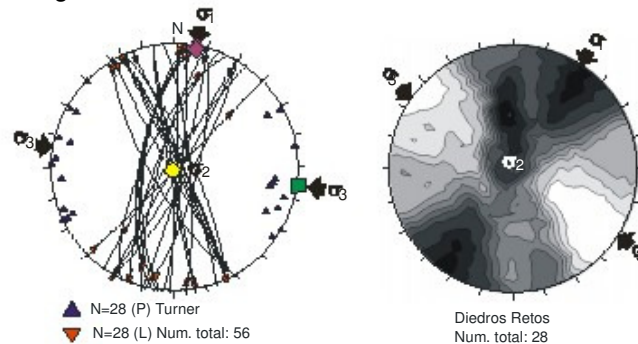


Figura 4.129: Determinação das tensões principais para a pedreira Maringá.

#### Ponto 03 - Pedreira Inecol

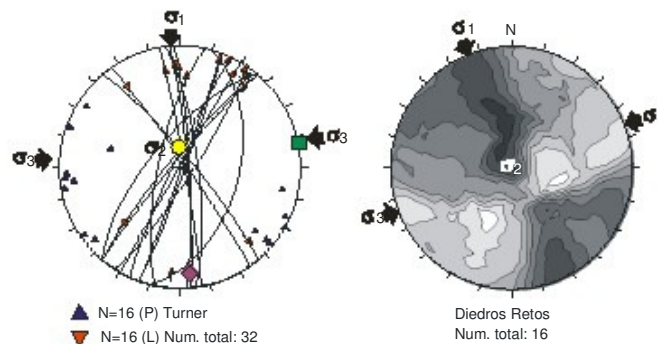


Figura 4.130: Determinação das tensões principais para a pedreira Inecol.

#### Ponto 04 - Pedreira Pussoli

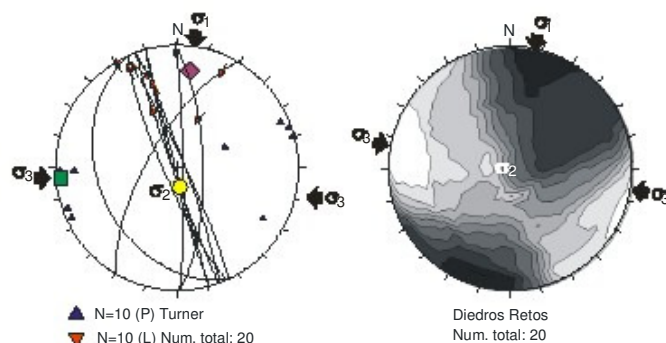


Figura 4.131: Determinação das tensões principais para a pedreira Pussoli.

#### Ponto 05 - Pedreira Cesbe

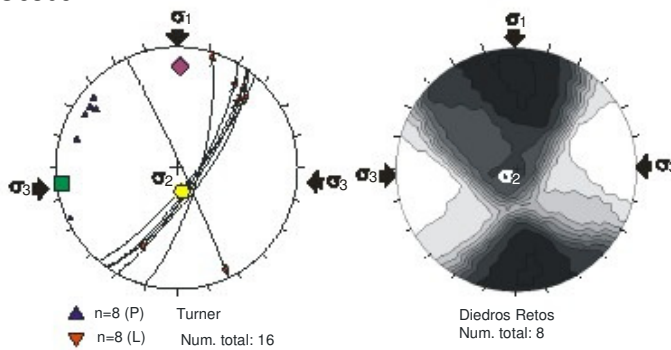


Figura 4.132: Determinação das tensões principais para a pedreira Cesbe.

#### Ponto 06 - Pedreira Transembra

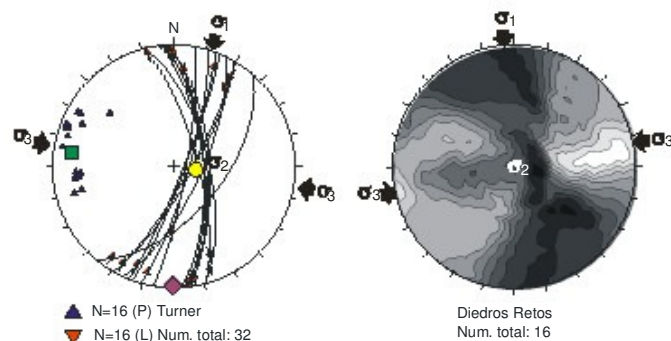


Figura 4.133: Determinação das tensões principais para a pedreira Transembra

#### Ponto 07 - Cascatinha

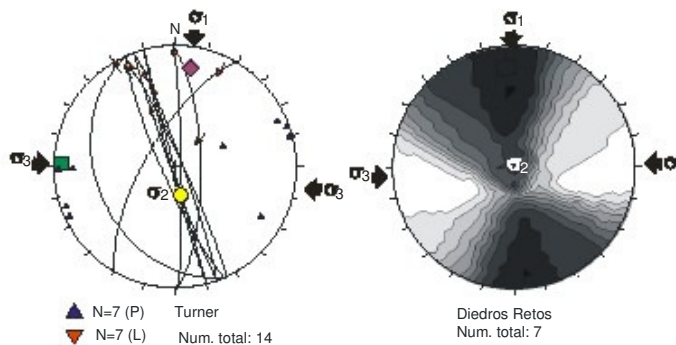


Figura 4.134: Determinação das tensões principais para o afloramento atrás do restaurante Cascatinha.

#### Ponto 08 - Parque Tanguá

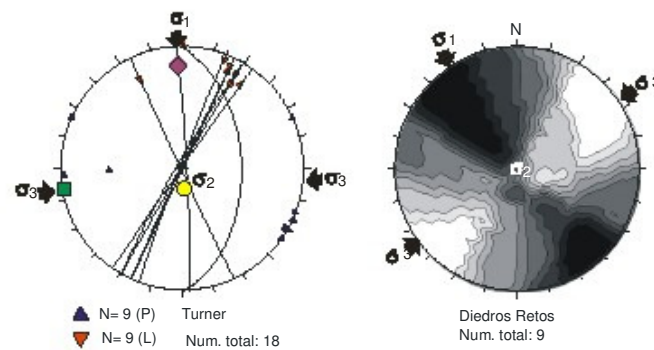


Figura 4.135: Determinação das tensões principais para a pedreira do parque Tanguá.

#### Ponto 09 - CIC

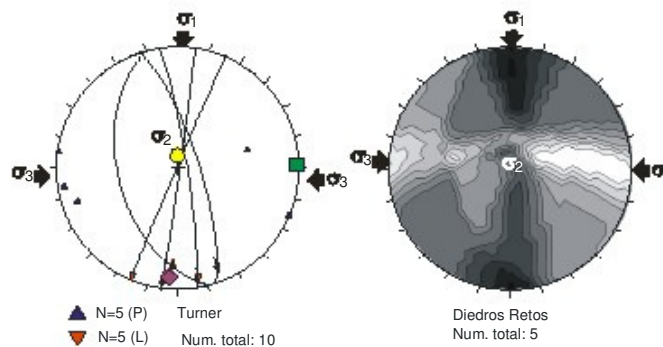


Figura 4.136: Determinação das tensões principais para o afloramento no corte de estrada da Av. J. C. K. de Oliveira no bairro do CIC.

Em análise anterior realizada por Chavez-Kus (2003) as características observadas nos planos e relações geométricas dos indicadores cinemáticos sugeriram a direção generalizada N-S para a compressão do tensor principal  $\sigma_1$ . Embora exista uma certa variação para os quadrantes NW ou NE em alguns afloramentos, a reavaliação dos dados, a luz de novas informações obtidas em afloramentos-chave (ex. pedreira Central - ponto 01) confirma este posicionamento, como pode ser verificado nos diagramas anteriormente apresentados.

Segundo este ajuste, essa interpretação coincide com uma das possibilidades indicada no trabalho de Salamuni (1998) para o posicionamento das tensões principais, em tempos recentes (a partir do Neógeno). A base para tal estudo foi a análise de drenagens de primeira ordem, ou seja, as mais recentes da Bacia de Curitiba, onde os segmentos mostram padrão conjugado formando  $60^\circ$  entre si e com  $\sigma_1$  está posicionado a N-S em um binário sinistrógiro.

A visão integrada dos estereogramas (com base no método de Turner, 1953) pode ser vista na figura 4.137.

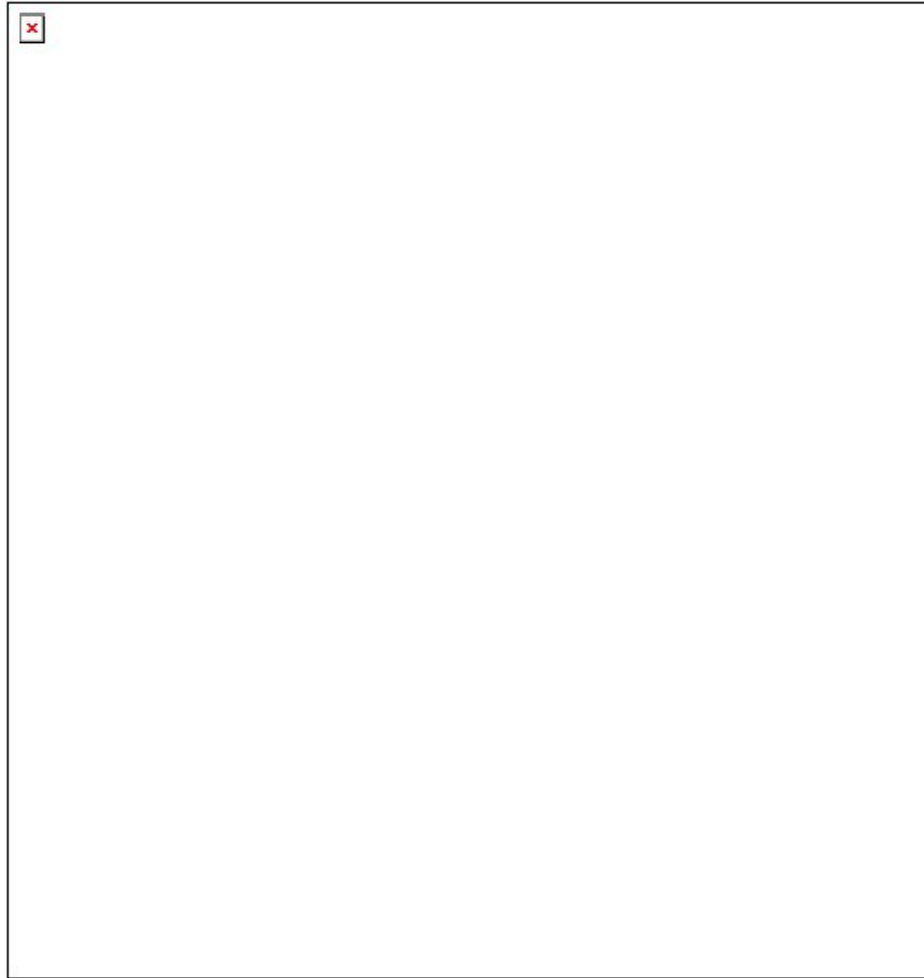


Figura 4.137: Mapa de localização da área de estudo com a visão integrada dos estereogramas obtidos na análise cinemática.

Os dados estruturais dos planos de falhas transcorrentes, em geral, mostram uma similaridade quanto ao ajuste da compressão máxima e mínima, principalmente ao se aplicar o método de Turner (1953). Já os resultados obtidos aplicando-se o método dos diedros retos, mostraram variações em alguns afloramentos, a exemplo dos estereogramas confeccionados para os pontos 02 (pedreira Maringá), 03 (pedreira Inecol) e 08 (parque Tanguá).

Pelo método de Turner (1953)  $\sigma_1$  mostra um ajuste geral a N-S, ao contrário do que acontece por meio do método dos diedros retos. O número limitado de dados na direção NW/SE ou a NE/SW pode ser o responsável pela variação nos cálculos, já que quanto maior é a quantidade de medidas de falhas e estrias, mais restritas são as regiões de ocorrência dos eixos dos tensores, melhorando a precisão do resultado final. Outra questão a ser considerada é que embora o campo de tensão dominante seja relativamente constante, as tensões em uma mesma

zona de falhas não são uniformes devido a interação das falhas, conduzindo a divergências locais nas orientações das tensões principais (ZOBACK, 1992).

Embora haja uma pequena variação para os quadrantes NW ou NE em alguns afloramentos, os dados obtidos nas várias pedreiras onde aflora o Complexo Atuba, considerados como pontos chaves, por exemplo, na pedreira Central (ponto 01), confirmam uma característica já detectada antes por Chavez-Kus (2003): os planos de falhas e relações geométricas dos indicadores cinemáticos indicam uma direção N-S para a compressão da tensão principal  $\sigma_1$ .

De acordo com os resultados da análise geométrica e cinemática, o ajuste que melhor se adapta ao modelo de Riedel (op. cit), indica um binário com movimentação sinistrógrica (Figura 4.138) onde o vetor de tensão máxima ( $\sigma_1$ ) está posicionado na horizontal e orientado para N-S, a tensão principal mínima ( $\sigma_3$ ) está orientado na direção E-W enquanto que a tensão principal média ( $\sigma_2$ ) está aplicado na vertical. Nesta situação as direções dos planos de falhas transcorrentes N20-30E correspondem às fraturas de cisalhamento R (de Riedel), a direção N-S coincide com as fraturas de partição (T) e os planos N20-30W são equivalentes às fraturas cisalhamentos R'. Já as estruturas no intervalo N45-60E são relacionadas aos planos Y e P, falhas antigas reativadas, relacionadas à zona de cisalhamento transcorrente Lancinha-Cubatão (ver FIORI, 1985; FASSBINDER, 1990 e SALAMUNI, 1995), enquanto que a direção N50-60W, também a direção dos planos de fraqueza onde os diques de diabásio estão intrudidos, é paralela ao plano X do modelo (ver Figura 4.138 e Figura 5.21).

Como os blocos adjacentes às falhas transcorrentes apresentam componentes oblíquos em sua movimentação, observa-se que nos ajustes obtidos com o método de Turner (1953) o  $\sigma_1$  apresenta mergulho de até 10° no sentido a sul ou no sentido norte.

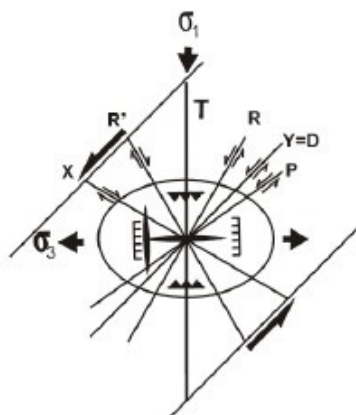


Figura 4.138: Ajuste das tensões principais mais recentes com base na análise estrutural das falhas transcorrentes associadas ao sistema N-S, tendo como referência o modelo de Riedel (1929).



As estruturas de direção N-S apresentam, com frequência, deslocamento entre os blocos adjacentes à falha, justificando-se o ajuste proposto para o campo de tensão pré-atual onde a compressão principal ( $\sigma_1$ ) é paralela à direção mencionada, posto que zonas de cisalhamento de diferentes idades e direções participam da estruturação de falhas de grande porte do terreno. Além disso, as reativações no campo de tensão induzem ao desenvolvimento de uma série de estruturas secundárias, ocorrendo na região processos de propagação e crescimento lateral (linkage). Em função da interação entre diferentes planos estruturais gerados de acordo com a tensão, e devido a geometria dos mesmos, o movimento dos planos adjacentes em parte é transferido às fraturas de tensão ("T").

Em termos cronológicos, acredita-se que o padrão geral encontrado corresponde ao evento tectônico denominado por Salamuni (1998) de D2', sendo esta fase caracterizada por ciclos ou episódios transtensivos decorrentes de deformações secundárias do regime compressional D2. No evento que marca a origem e evolução da Bacia de Curitiba (início do Cenozóico), ou seja, fase D1, o tensor principal  $\sigma_1$  esteve orientado na vertical, gerando distensão generalizada com eixo de abertura E-W (tensor  $\sigma_3$  na horizontal) acomodada por meio de falhas normais de direção N-S ou NE-SW. Até pelo menos o Mioceno estiveram ativas as falhas normais, onde então houve mudança das tensões principais e a partir de D2/D2' as falhas transcorrentes e inversas são as responsáveis pela fuga ou alívio de tensões. A fase D2 caracteriza um regime compressional/transpressional na direção variando de E-W até WNW-ESE associado a um tensor principal mínimo ( $\sigma_3$ ) na horizontal e direcionado para N-S (ver figura 3.5, pg. 18). Segundo o autor  $\sigma_1$  direcionado anteriormente a E-W passa a orientar-se na fase D2', a partir do fim do Pleistoceno e início do Quaternário, pelo menos episodicamente, mais para NNW-SSE em um arranjo perpendicular às estruturas transcorrentes anteriores (ver figura 3.6, pg. 19). As falhas inversas de grande porte e mergulho baixo também responsáveis pelo deslocamento dos diques e que, por sua vez são seccionadas pelas falhas transcorrentes que fazem parte do sistema N-S, podem estar encaixadas neste contexto na fase intermediária entre D2 e D2' onde atribui-se uma progressividade da tectônica compressiva em função de uma possível rotação dos blocos.

No estudo do aquífero fraturado a interpretação apresentada para a cinemática das estruturas tem papel fundamental e permite associar com maior segurança, de acordo com as características dos planos estruturais, cuja extensão varia de metros a quilômetros, as direções mais favoráveis à circulação de água subterrânea na área.

## 5. ANÁLISE MORFOESTRUTURAL

A investigação realizada nesta pesquisa é continuação das investigações de Salamuni (1998) e Chavez-Kus (2003) e o objetivo principal é o de utilizar a análise morfoestrutural como uma ferramenta na identificação de deformação, principalmente no que tange aos grandes traços de fraturas responsáveis pela compartimentação tectônica da área.

A análise morfoestrutural da rede hidrográfica é considerada de grande importância e pode levar à compreensão de numerosas questões, não só de cunho geomorfológico, pois além dos cursos de água constituírem um dos processos morfogenéticos mais ativos na esculturação da paisagem terrestre (CHRISTOFOLETTI, 1981), as anomalias de drenagem servem como grandes referenciais revelando a existência de falhas mascaradas ou pobremente expostas. No planalto de Curitiba é sabido que a implementação e atual ajuste das drenagens que constituem a Bacia de Curitiba não são exclusivamente resultado de condicionamentos climáticos, mas sim decorrentes da atuação de processos endógenos, ligados às estruturas tectônicas novas ou reativadas em tempos recentes. Tais estruturas devem ter especial atenção na pesquisa para exploração de água subterrânea.

Na sequência deste trabalho, além de caracterizar os padrões da rede hidrográfica e anomalias presentes, foram comparadas as assimetrias das sub-bacias com o traçado de lineamentos buscando o reconhecimento e a confirmação dos grandes traços de fraturas que atravessam a região e se estendem até as áreas vizinhas.

### 5.1 Morfologia da área e hipsometria

Para representar a morfologia da área foram utilizados dados planialtimétricos em diferentes escalas e a partir dos mesmos foram reamostrados ou interpolados modelos digitais de relevo (MDR), permitindo a visualização do relevo de forma tridimensional e igualmente uma série de outras investigações geológicas. A partir do modelo topográfico semi-realístico foram realizadas análises estruturais por meio do traçado minucioso de drenagens e lineamentos de relevo, estes últimos mostrados no item 5.7 que, posteriormente, foram comparados com os padrões estruturais observados em campo resultando em interpretações de grande importância que serão discutidos adiante.

A base planialtimétrica da área é constituída a partir de três níveis de informações: (a) dados de elevação de terreno, convertidos em altitudes, com a resolução de 90 x 90 m, adquiridos do projeto Shuttle Radar Topography Mission (SRTM, 2003); (b) dados de cartas planialtimétricas da COMEC, na escala 1:50.000 (fonte: SALAMUNI, 1998); (c) dados de

cartas planialtimétricas da COMEC, digitalizados no software AutoCad v. 2000® na escala 1:10.000 com distância de 5 m entre cada curva de linha (fonte: CHAVEZ-KUS, 2003). O arquivo base do MDR gerado com os valores numéricos dos dados planialtimétricos da SRTM, foi obtido a partir do site da USGS (<http://seamless.usgs.gov>), onde a malha de 90 x 90 m é cedida no formato SRTM Finished 3 arc sec (extensão em .adf).

O MDR gerado com os dados planialtimétrico na escala 1:10.000 apresenta uma malha regular (grid) com células espaçadas em 10 x 10 m e foi melhorado no atual trabalho pela inclusão da rede de drenagens na interpolação gerada pelo comando Topogrid (ARC/INFO). Esta ferramenta faz parte da extensão Spatial Analyst, do programa ArcGis/ArcInfo e possibilitou estabelecer parâmetros para a aquisição da imagem por meio de diferentes algoritmos a fim de aumentar a qualidade de detecção, permitindo filtrar ruídos e distorções causados por problemas ocorridos na aquisição dos dados base.

Com os MDRs de resolução de 90 m e malha de 10 m foram geradas imagens sombreadas que mostram as características hipsométricas da área e circunvizinhança. A área de pesquisa está centrada no Primeiro Planalto ou Planalto de Curitiba (AB'SABER e BIGARELLA, 1961; MAACK, 1968), e é caracterizada por uma depressão alongada, onde está presente a Bacia de Curitiba, margeada a leste e sudeste pelos altos topográficos representados pelos granitos intrusivos da Serra do Mar (altitudes entre 1.400 e 1.837 m), a noroeste e oeste pelos metassedimentos do Domínio do Grupo Açungui, cuja altitude dos picos na porção norte, entre a Zona de Cisalhamento Lancinha Cubatão e a Zona de cisalhamento Curitiba, atingem até 1190 m (Figura 5.1, A). Nesta faixa também ocorre relevo cárstico (Aqüífero Karst) e o mapa hipsométrico mostra de forma nítida que a região está situada em cotas mais elevadas que o município de Curitiba em si. Localmente a altitude média da região onde está situado o município de Curitiba varia entre 750 e 1060 m (Figura 5.1, B). A fisiografia foi caracterizada por Salamuni (1998) por um relevo colinoso a suavemente ondulado, formado por morrotes do embasamento arrasados pela erosão, por amplas planícies de inundação da Bacia de Curitiba e pelos sedimentos fluviais holocênicos.

Outro aspecto que chama atenção nas imagens é a presença de sedimentos da Formação Guabirotuba em cotas mais elevadas do que antes considerado. Pelo modelo digital com resolução de 10 m e de acordo com o mapa geológico da Bacia de Curitiba de Salamuni (1998), restos de sedimentos são encontrados até altitudes próximas aos 1000 m (Figura 5.2).

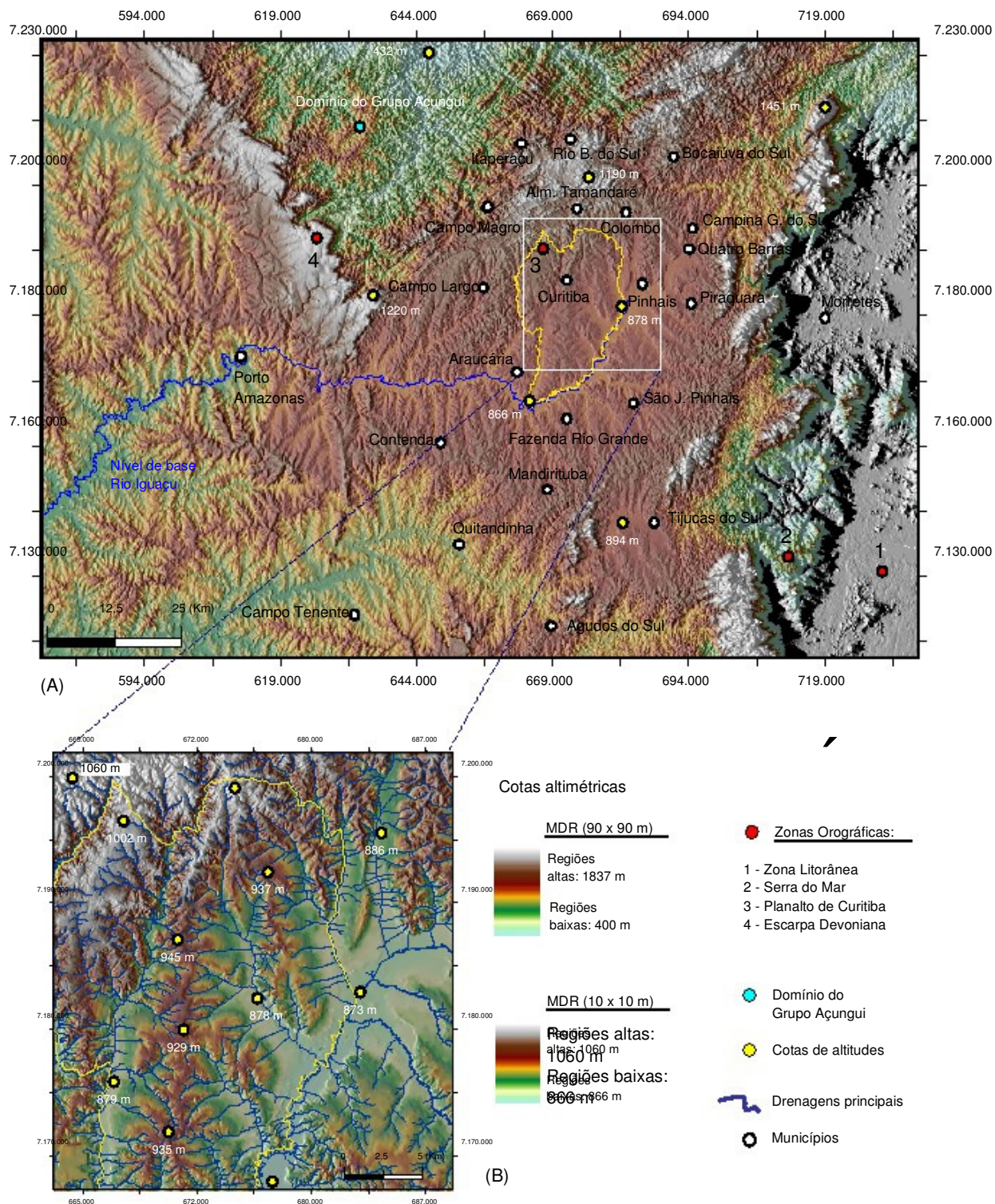


Figura 5.1: (a) Mapa hipsométrico sobreposto ao relevo sombreado (MDR reamostrado da imagem SRTM - malha de 90 m e iluminação no azimute 270°); (b) Detalhe do mapa hipsométrico no município de Curitiba com base no MDR gerado com dados planialtimétricos na escala 1:10.000 (malha de 10 m e iluminação artificial no azimute 270°).

Na pesquisa do autor, não havia sido mencionada a existência de sedimentos acima dos 940 m, no entanto o mesmo não exclui a interpretação de que sedimentos presentes acima dos 960 m seriam equivalentes em termos planialtimétricos, à superfície de aplainamento da depressão periférica paulista (SALAMUNI<sup>1</sup>, 2008).

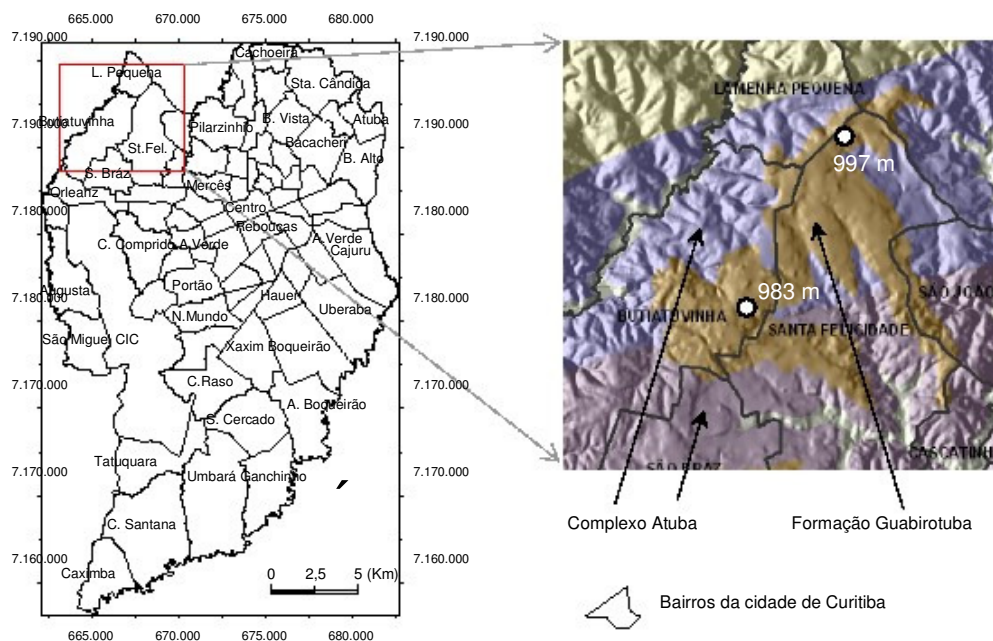


Figura 5.2: Detalhe mostrando a presença de sedimentos da Formação Guabirotuba acima dos 940 m de altitude.

O rio principal que corta a região é o Iguaçu e pelo modelo digital de relevo, são verificadas diferenças nas cotas topográficas na porção superior (confluência com o rio Iraí - 878 m) e porção inferior (confluência com o rio Barigui - 866 m) de apenas 10 metros, o que demonstra o mergulho de NE para SW conforme a direção da calha principal da bacia. Os afluentes principais do rio Iguaçu, por sua vez, estão encaixados em vales bem marcados, condicionados por estruturas tectônicas de direção aproximadamente N-S.

<sup>1</sup> SALAMUNI, E. (2008) A Bacia Sedimentar de Curitiba (PR). Curitiba; 1/06/2008. Informação verbal.



## 5.2 Construção da rede de drenagens e dados base

As cartas topográficas, que serviram de base para gerar o modelo digital de relevo com malha de 10 m, foram adquiridas da Coordenação da Região Metropolitana de Curitiba - COMEC na escala 1:20.000. Cartas de números: A101, A102, A104, A105, A136 e A139 (Figura 5.3.).

No estudo das drenagens foram utilizados os traços extraídos do modelo digital reamostrado da imagem SRTM (2003), as drenagens interpretadas a partir de fotolineamentos na escala 1:50.000 (fonte SALAMUNI, 1998) e as drenagens interpretadas a partir de fotolineamentos na escala 1:25.000 e pelo modelo digital com resolução de 10 m, traçadas neste trabalho. As áreas de abrangência de cada um destes três níveis bases de informação é mostrada na figura 5.4.

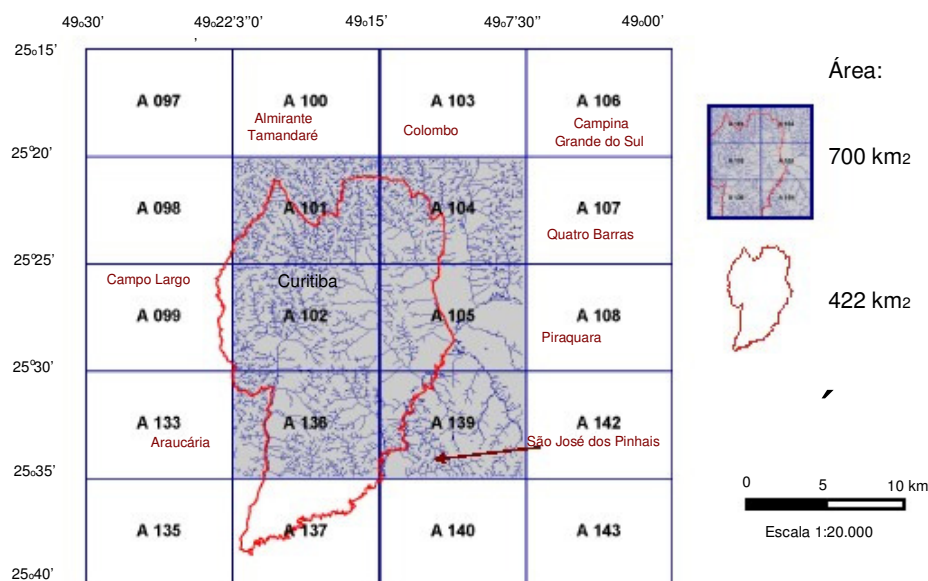


Figura 5.3: Cartas topográficas no município de Curitiba utilizadas para as análises em escala de detalhe.

O procedimento para extração das drenagens de forma automática é mostrado na sequência e foi executado com base no método de Jenson e Domingue (1998) com auxílio da extensão Spatial Analyst Tools → Hydrology, ferramentas automáticas do programa ArcGis v.

9.1. A interpolação automática das drenagens na escala regional satisfaz aos propósitos do trabalho, servindo como base juntamente com as drenagens fotointerpretadas, para o reconhecimento das características da rede hidrográfica (Figura 5.5).



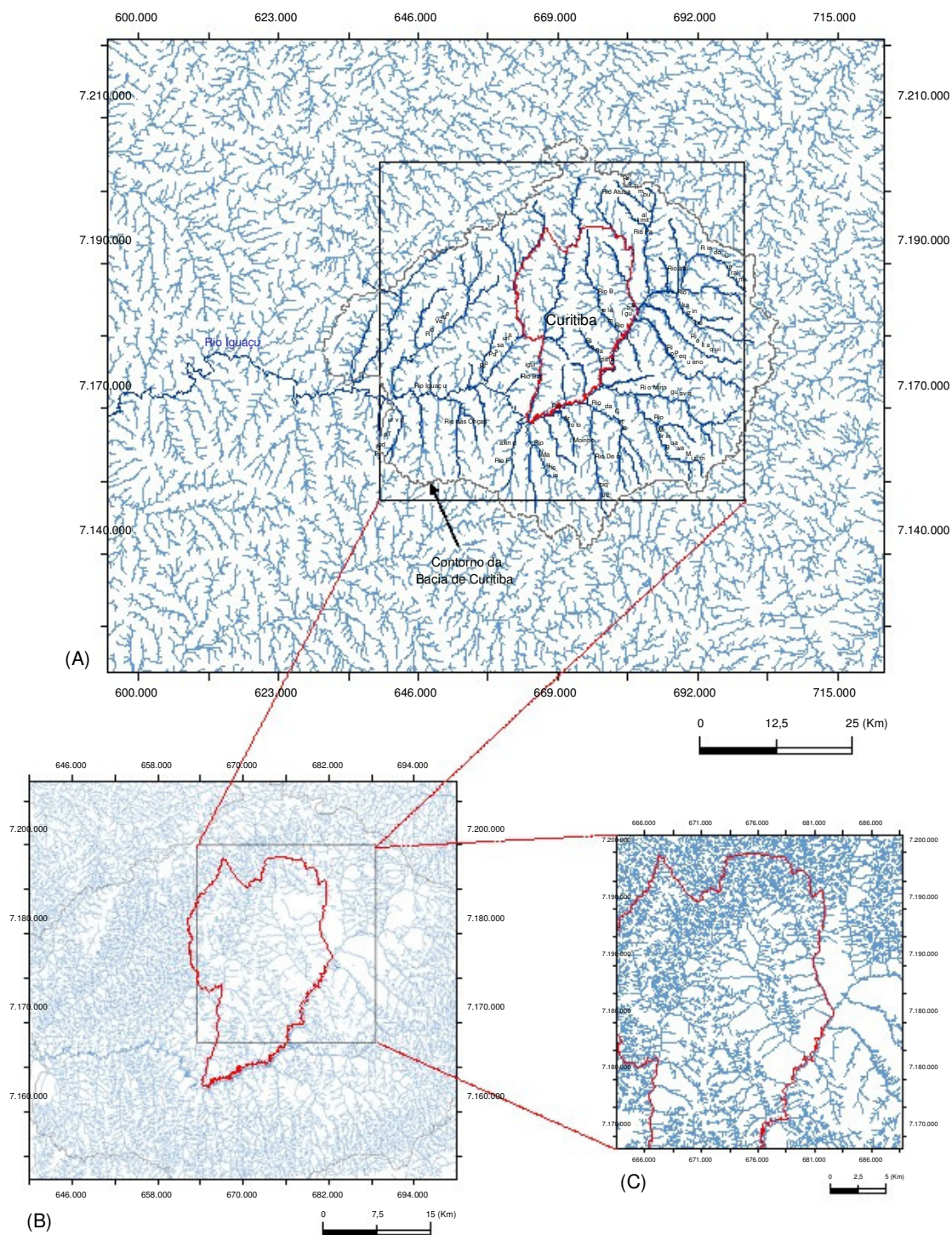


Figura 5.4: (a) Drenagens extraídas do MDR reamostrado do projeto Shuttle Radar Topography Mission (SRTM, 2003) (b) Drenagens extraídas a partir da interpretação de fotolineamentos e dados altimétricos na escala 1:50.000 (fonte: SALAMUNI, 1998); (c) Drenagem gerada com base em fotolineamentos na escala 1:25.000 em MDR construído com dados altimétricos na escala 1:10.000.

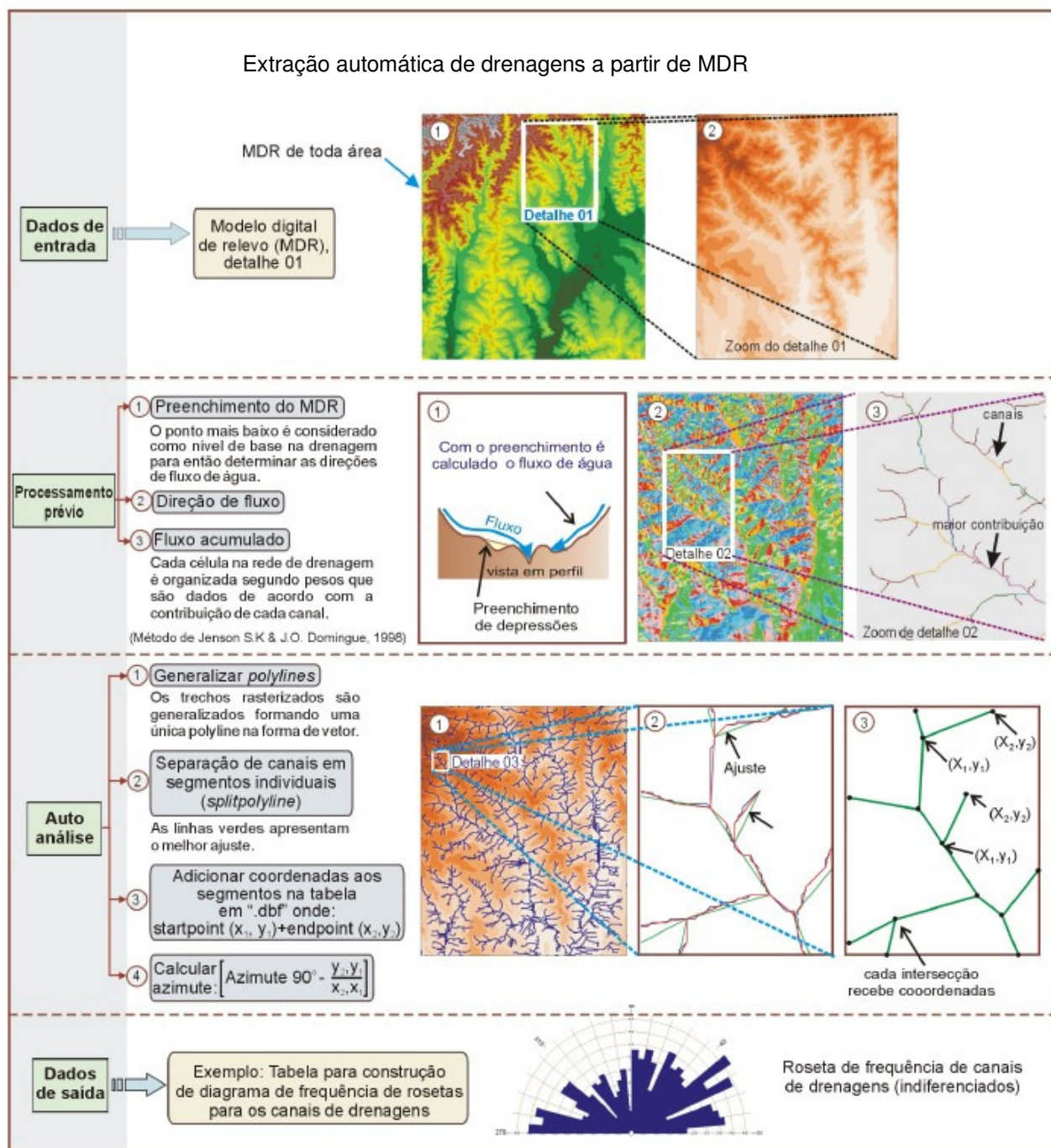


Figura 5.5: Procedimento computacional seguido dentro do programa ARCGIS v. 9.1 (extensão Spatial Analyst Tools → Hydrology ) para a extração automática das drenagens a partir de modelos digitais de relevo.

### 5.3 Domínios geomorfológicos

O reconhecimento dos padrões dos canais de drenagens tem grande importância já que a possibilidade de infiltração é mais efetiva naquelas zonas em que há o condicionamento das mesmas pela rede de fraturas. Uma vez infiltradas, o escoamento das águas dependerá do grau de abertura das fendas, de seu comprimento, profundidade efetiva e do grau de interconexão entre os diferentes sistemas que controlam os planos de descontinuidade (WAY, 1973; ALEXANDER e LEEDER, 1987). Drenagens encaixadas em extensos vales alinhados podem refletir grandes estruturas tectônicas rúpteis, abertas e profundas, interconectadas hidráulicamente, que por sua vez têm circulação mais efetiva e maior capacidade de armazenamento. Os padrões das drenagens também são superimpostos conforme a variação da permeabilidade do substrato do terreno, havendo uma relação direta com os litotipos presentes.

No âmbito geral, o padrão regional observado nas drenagens primárias e secundárias que constituem a bacia do alto rio Iguaçu é descrito como o sub-dendrítico como já citado anteriormente por Salamuni et al. (2004). No entanto, a partir de um exame cuidadoso utilizando as três diferentes escalas de análise, foi possível reconhecer diferentes padrões e anomalias afetando tanto as drenagens sobrepostas às rochas do Complexo Atuba, quanto os sedimentos da bacia.

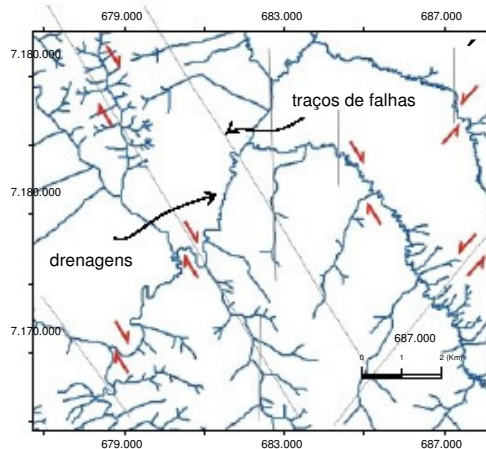
A delimitação das zonas homólogas ou domínios geomorfológicos na área de pesquisa e circunvizinhança foi feita com base nas regiões cujos atributos físicos foram distintos das áreas adjacentes (HOWARD, 1967). Como referência para esta compartimentação foi utilizada a classificação dos domínios apresentada por Salamuni (1998) e, a partir da mesma, fez-se um maior detalhamento que permitiu reajustar as áreas em oito zonas homólogas ao invés de cinco.

As oito zonas homólogas, cujos limites coincidem com importantes estruturas, como será demonstrado adiante, foram caracterizadas a seguir com base no método de Ricci e Petri (1965) e Soares e Fiori (1976 e 1982) e são apresentadas na figura 5.6:

1 - Domínio de terrenos e/ou planícies aluvionares (fundos de vale): caracterizado por depósitos sedimentares pouco entalhados e canais meandantes, com relativa incidência de trechos isolados (abandonados), principalmente na porção sul do rio Iguaçu, evidenciando a migração e desvios do mesmo, assim como dos tributários. Em grande parte esta migração e o estrangulamento dos canais são associados ao basculamento de blocos distintos do Complexo Atuba e sedimentos sotopostos. A migração lateral de canais é uma anomalia típica indicativa de levantamento de áreas (BURBANK e ANDERSON, 2001). Nas imagens digitais a densidade de textura das drenagens é baixa em função da alta permeabilidade dos sedimentos. Ainda assim pode ser observado controle estrutural a exemplo do encurvamento dos canais devido a



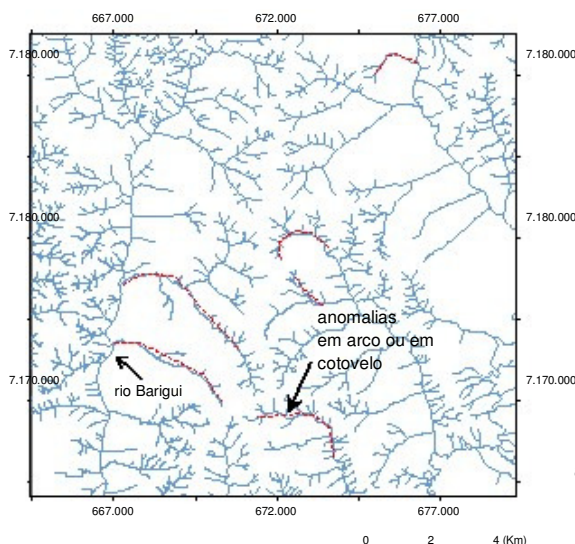
intersecção de lineamentos, sugerindo a atuação de falhas com movimentação transcorrente e, provavelmente, com componente vertical. Daí o levantamento de porções do embasamento, desvios e bloqueios de drenagens. Indicadores cinemáticos de drenagens deste tipo são bem ilustrados e discutidos por Summerfield (1991, 2000), Steward e Hancock (1994) e Sylvester (1988).



Um trecho do rio Iguaçu e tributários bem característico deste padrão é mostrado na figura 5.6 e delimitado na figura 5.9 onde são mostrados os domínios geomorfológicos.

Figura 5.6: Indicadores cinemáticos de drenagem mostrando a possível atuação de falhas transcorrentes.

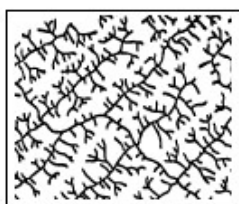
2 - Domínio de colinas - drenagens alongadas de direção NE/SW e N-S (Formação Guabirotuba e Complexo Atuba): esta zona homóloga é caracterizada por densidade de drenagem média e canais com até 5 km de extensão, mesmo na porção central da área onde os litotipos dominantes são a Formação Guabirotuba e os aluviões. Os vales maiores que cortam estes sedimentos se apresentam sistematicamente orientados paralelos entre si formando padrão de drenagem sub-dendrítico com forte tendência subretangular a retangular, denotando indício de influência tectônica (SALAMUNI et al, 2004). Segundo Howard (1967) o padrão sub-dendrítico associa-se a relevos de média a baixa amplitude (morros e colinas), sustentados por depósitos do Terciário e do Quaternário.



Outra característica verificada neste domínio e assim como nos demais, é a presença de curvas anômalas como arcos e cotovelos. Na figura 5.7 observa-se que as drenagens do centro da imagem têm seus cursos desviados formando cotovelos.

Figura 5.7: Canais de drenagens apresentando anomalias em arco ou em cotovelo.

3 - Domínio de colinas - 3a: drenagens com padrão treliça e direções NW/SE e N-S; 3b: predomínio de canais de drenagens principais na direção N-S de maior extensão; 3c: canais de drenagens curtos e forte influência de estruturas tectônicas na direção N-S (Complexo Atuba): a tropia é uma das características mais marcantes observadas neste compartimento, propriedade esta, responsável pelo desenvolvimento dos elementos de drenagem segundo uma direção preferencial. Conforme a presença de uma ou mais direções de linhas de canais francamente dominantes a tropia pode ser: (a) unidirecional; (b) bidirecional; (c) tridirecional ou (d) multidirecional (isótropa) estruturado ou não estruturado.



A região em questão apresenta padrão em treliça com tropia multidirecional estruturada. Um exemplo ilustrando o padrão em treliça observado no domínio três é mostrado na figura 5.8:

Figura 5.8: Padrão em treliça observado nas drenagens do domínio 3.

4 - Domínio de colinas - drenagens alongadas de direção NW/SE e N-S (Complexo Atuba e Formação Guabirotuba): Esta zona homóloga é uma variação do domínio três, onde a diferença principal está na menor densidade da textura das drenagens e canais de extensão maior, possivelmente em função da presença da cobertura sedimentar, ausente no domínio anteriormente citado. Segundo Howard (1967) este domínio pode ser classificado com padrão de treliça modificado, no qual os canais apresentam formas alongadas e paralelas, sendo mais estruturadas que o padrão sub-dendrítico em si.

5 - Domínio de colinas - drenagens alongadas com padrão sub-retangular e/ou em treliça nas direções preferenciais NE/SW e N-S (Complexo Atuba): no local, a nordeste do município de Curitiba, a rede hidrográfica faz parte da Bacia do Capivari, predominando drenagens de maior extensão predominantemente retilíneas, espaçadas regularmente em torno de 1 km, densidade média a alta e com tropia bidirecional nas direções já citadas.

6 - Domínio de montanhas marginais - drenagens densas pouco orientadas com padrão sub-dendrítico a sub-retangular (Serra do Mar): relevo montanhoso com grande quantidade de picos onde predominam escarpas altas e vertentes bem entalhadas com geometria côncavo-convexas.

7 - Domínio de morros de topografia mais ou menos íngremes - padrão treliça a sub-retangular nas direções preferenciais NE/SW e NW-SE (Grupo Açungui): entre as faixas de cisalhamento da Lancinha-Cubatão e zona de cisalhamento Curitiba é evidenciado forte controle estrutural das

drenagens com nítida tropia bidirecional na direção predominante NE/SW, passando a maior influência das estruturas na direção NW-SE a noroeste (provavelmente de acordo com as zonas de fraquezas onde estão encaixados os diques de diabásio). Em função do relevo cárstico é comum a circulação da água em sub-superfície ser mais desenvolvida do que em superfície, refletindo no menor desenvolvimento de canais de drenagens. Mesmo assim é nítida a influência tectônica na área evidenciada pelos padrões da rede hidrográfica local.

8 - Domínio de colinas - drenagens alongadas de direção NE/SW (Complexo Atuba): este compartimento ocorre a sul do município e pode ser caracterizado apenas com base nas drenagens extraídas do MDR com resolução de 90 m, portanto, simplificadas. A orientação preferencial dos canais de grande extensão está de acordo com a direção NE/SW e, assim como a N-S, há localmente desvios e anomalias circulares nos canais de terceira a quarta ordem.

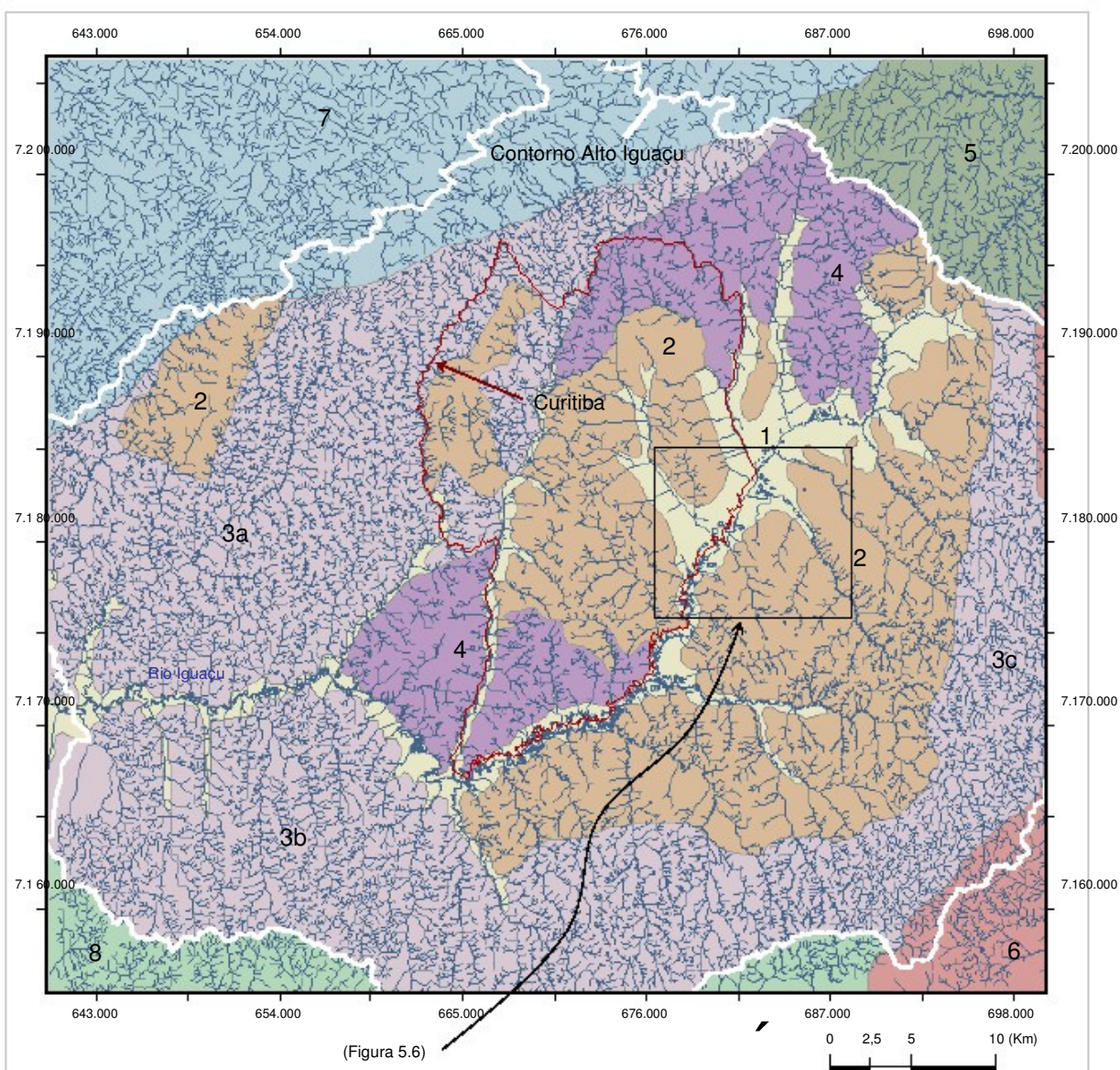
Em geral conclui-se que nos tributários do rio Iguaçu os segmentos de 1<sup>a</sup>, 2<sup>a</sup> e 3<sup>a</sup> ordens se apresentam orientados em ângulos retos e aproximadamente paralelos entre si e ao curso principal segundo estruturas preferenciais configurando freqüentemente um padrão de treliça as mesmas. Por vezes estes segmentos de canais associam-se a longas distâncias permitindo identificar lineamentos estruturais antes mascarados, como geralmente ocorre nas áreas onde estão depositados os sedimentos da bacia. A anisotropia direcional foi bem observada e descrita anteriormente na pesquisa de Salamuni (1998), na qual o autor associa estas direções ao campo dos tensores atuais para a região, conforme já mencionado nesta pesquisa no capítulo 4.

Tanto o comprimento e a densidade dos canais quanto às formas das vertentes estão relacionadas a um forte controle litológico-estrutural presente na área, cujo padrão específico é constatado claramente na compartimentação geomorfológica apresentada na figura 5.9.

Hasui e Costa (1996) enfatizam que as anomalias de drenagem são importantes feições de relevo que refletem a incidência de eventos tectônicos recentes. Com este propósito, na continuidade deste capítulo são ressaltadas duas outras importantes anomalias observadas: (a) padrão de drenagem circular e (b) indicadores cinemáticos de drenagens com padrão em "Z".

No modelo digital na escala regional (Figura 5.10) podem ser observadas marcantes anomalias de drenagens em forma circular ou anelar variando o raio de extensão desde inferior a 2 km até estruturas maiores com até 30 km, situadas em regiões próximas ou diretamente onde foram mapeados corpos graníticos, mas também em áreas de gnaisses e onde ocorrem as coberturas sedimentares.





- 1 - Domínio de terrenos e/ou planícies aluvionares (fundos de vale);
- 2 - Domínio de colinas - drenagens alongadas de direção NE/SW e N-S (Formação Guabirota e Complexo Atuba);
- 3 - Domínio de colinas - 3a: drenagens com padrão treliça e direções NW/SE e N-S; 3b: predomínio de canais de drenagens principais na direção N-S de maior extensão; 3c: canais de drenagens curtos e forte influência de estruturas na direção N-S (Complexo Atuba);
- 4 - Domínio de colinas - drenagens alongadas de direção NW/SE e N-S (Complexo Atuba e Formação Guabirota);
- 5 - Domínio de colinas - drenagens alongadas com padrão sub-retangular e/ou em treliça nas direções NE/SW e N-S (C. Atuba);
- 6 - Domínio de montanhas marginais - drenagens densas pouco orientadas com padrão sub-dendrítico a sub-retangular (Serra do Mar);
- 7 - Domínio de morros de topografia mais ou menos íngremes - padrão treliça a sub-retangular nas direções preferenciais NE/SW e NW-SE (Grupo Açungui);
- 8 - Domínio de colinas - drenagens alongadas de direção NE/SW (Complexo Atuba);

Figura 5.9: Domínios geomorfológicos interpretados a partir do MDR com malha de 90 m e drenagens geradas com base em dados planialtimétricos nas escalas 1:50.000 e 1:10.000 (adaptado de SALAMUNI, 1998).



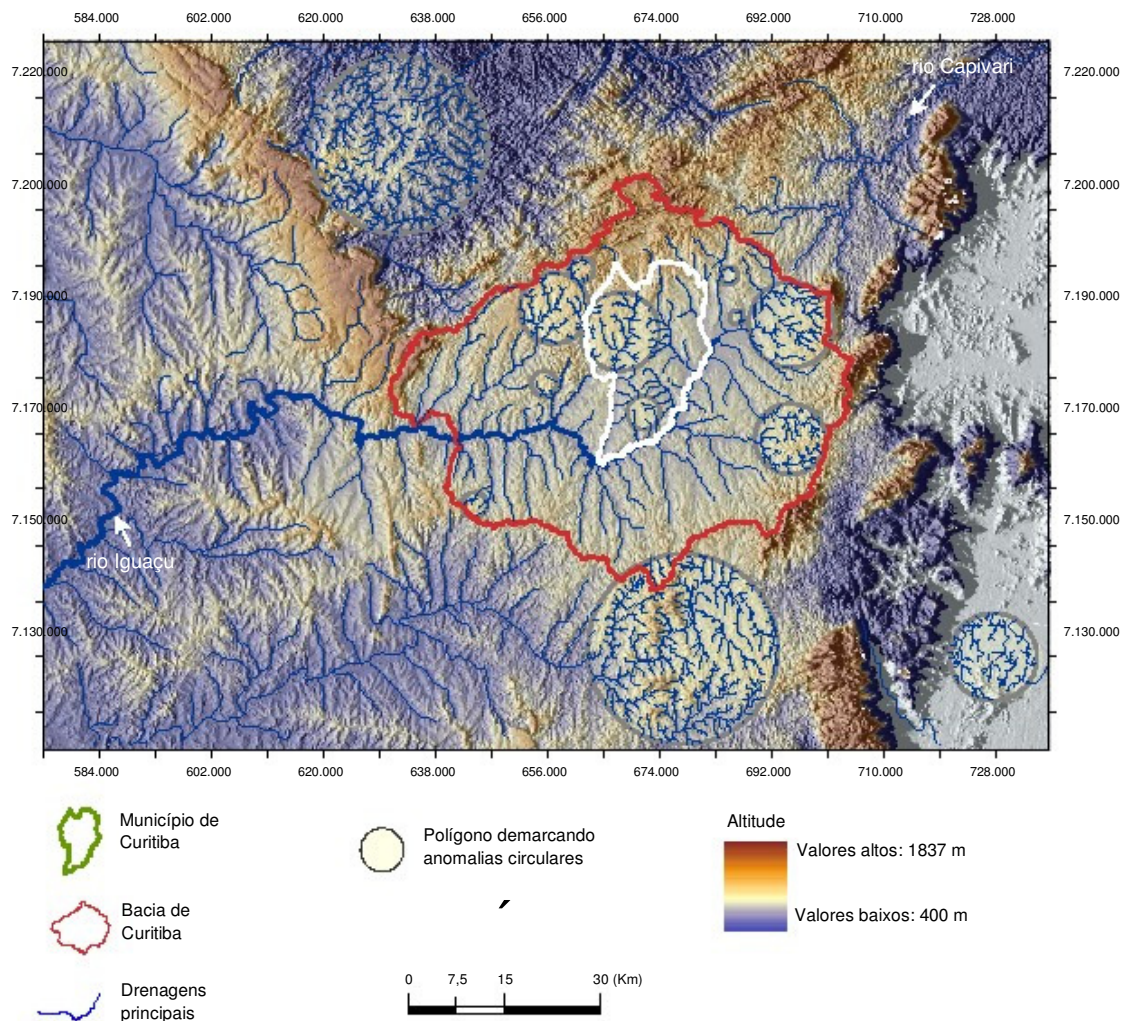


Figura 5.10: Polígonos sobrepostos ao MDR sombreado (malha de 90 m e iluminação no azimuth 270°) demarcando as principais anomalias circulares observadas na área.

#### 5.4 Padrão de drenagem em forma circular

As anomalias circulares em parte podem ser o resultado da evolução da paisagem marcada pelos terrenos gnáissicos e graníticos onde o padrão de fraturamento e/ou a foliação original da rocha apresenta formas circulares e/ou sextavadas. Com a tectônica ativa em tempos mais recentes, pode estar havendo um resgate destas estruturas originais mais antigas, já que estas tendem a condicionar orientação das fraturas formadas em regiões submetidas a processos de reativação. Em função da movimentação recente, as drenagens tendem a se moldar conforme estes planos pré-existentes criando estas feições de relevo marcantes. A presença deste tipo de feição é de extrema importância, pois caracteriza a movimentação e o realinhamento não só das drenagens de primeira ordem como também mostra a reorganização dos canais de ordens

maiores após a implementação da calha principal da Bacia do Alto rio Iguaçu, de acordo com estruturas originais que representam zonas de fraqueza possivelmente reativadas.

Outro fato a ser considerado para a origem destes padrões anômalos é o basculamento de blocos do Complexo Atuba e sedimentos sotopostos, produzido por estruturas tectônicas, provável sistema de falhas transcorrentes com componente vertical. Com o soerguimento destas porções de rocha, as estruturas pré-existentis ficam mais expostas e sujeitas a dissecação do relevo. Dentro deste escopo, foi considerado nesta pesquisa que as anomalias circulares são provocadas devido à movimentação dos blocos e acentuadas nas regiões onde as rochas apresentam estrutura pré-existentis na forma anelar. No Açungui a porção onde está inserido o Granito Três Córregos é um bom exemplo de onde ocorre este tipo de anomalia (Figura 5.11, A e B).

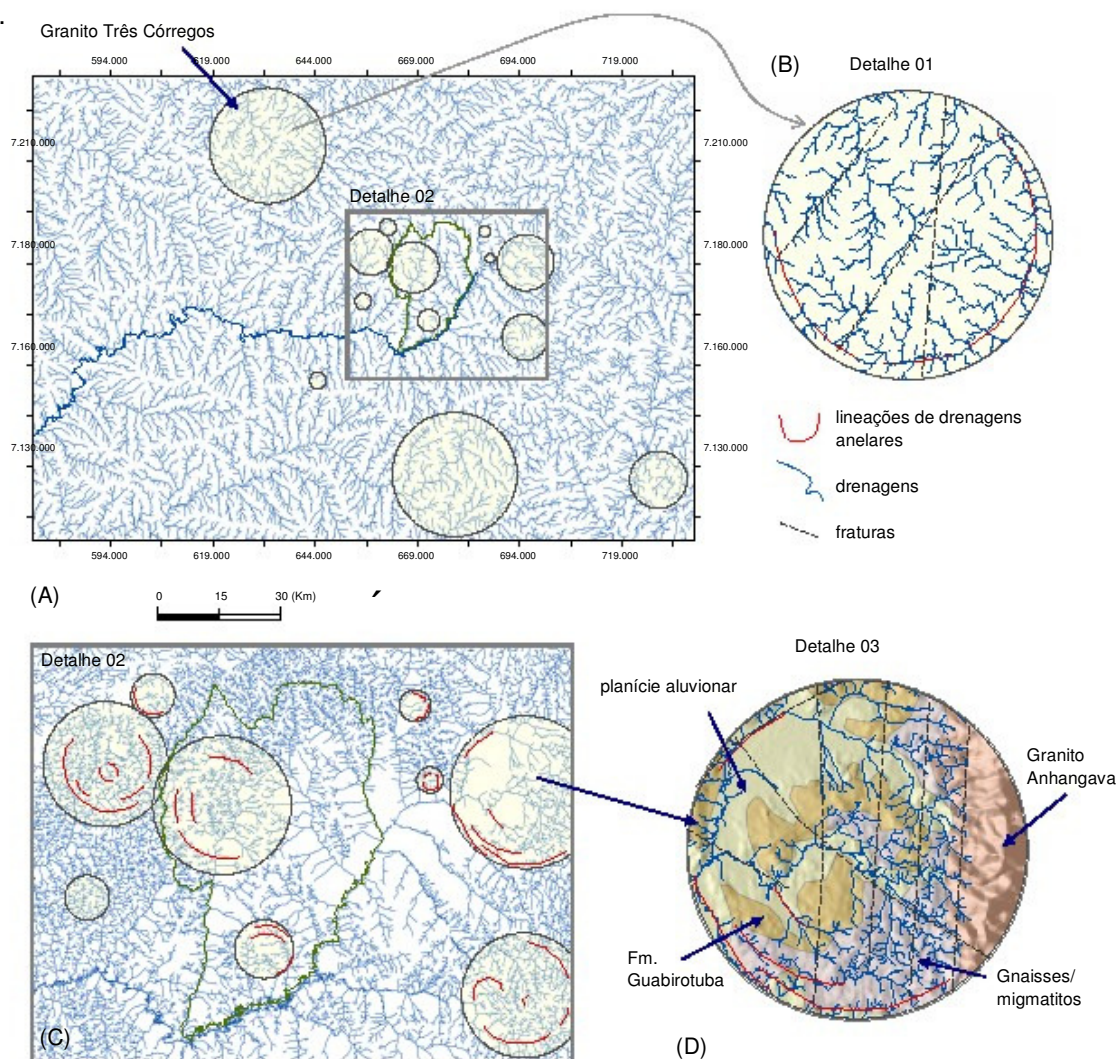


Figura 5.11: (a) Anomalias circulares destacadas sobre as drenagens extraídas do MDR com malha de 90 m; (b) Detalhe 01: anomalia anelar onde ocorre o Granito Três Córregos; (c) Detalhe 02: lineações de relevo e anomalias circulares sobrepostas as drenagens interpretadas a partir da escala 1:50.000; (d) Detalhe 03: anomalia circular perturbada por estruturas tectônicas.



Diretamente no município de Curitiba, na região de Santa Felicidade e a nordeste na divisa com o município de Pinhais onde estão encaixados os rios Iraizinho e Curralinho também foram verificadas notáveis padrões anômalos (Figura 5.11, B).

Outro aspecto de grande significado é o fato destas anomalias circulares estarem sendo seccionadas por grandes planos de fraturas freqüentemente orientados nas direção preferenciais NE/SW e N-S, o que sugere uma cronologia nos eventos. Ou as estruturas anelares são mais antigas ou ao mesmo tempo que ocorre os levantamento de blocos devido a atividade tectônica, as mesmas estruturas estão superimpondo orientações preferenciais nos locais referidos. As drenagens dos rios Iraizinho e Curralinho evidenciam de forma marcante este fenômeno (Figura 5.11, detalhe 02).

### 5.5 Indicadores cinemáticos de drenagens com padrão em "Z"

O segundo tipo de anomalia verificado na área e considerado fundamental no estudo, é o padrão em forma de "Z", pois além desta feição geomorfológica ser indicadora cinemática do tipo de falha, é possível reconhecer a direção do movimento produzido por estas estruturas tectônicas. Este tipo de geometria em sistemas de drenagens é bem ilustrado e discutido por Bankwitz (1992), que faz um estudo de fotointerpretação e imagens de satélites relacionando processos responsáveis por tectônica recente a suas respectivas anomalias de drenagens e lineações de relevo. Na figura 5.12 é mostrado um exemplo da bibliografia cujos padrões são observados na área. A origem da anomalia em "Z" é atribuída às falhas transcorrentes dextrais (Figura 5.12, d), já o alongamento de drenagens de um lado do canal principal e o encurtamento no lado oposto é geralmente interpretado como indício de falha normal (Figura 5.12, e), sendo este o caso da falha onde o rio Barigui está encaixado.

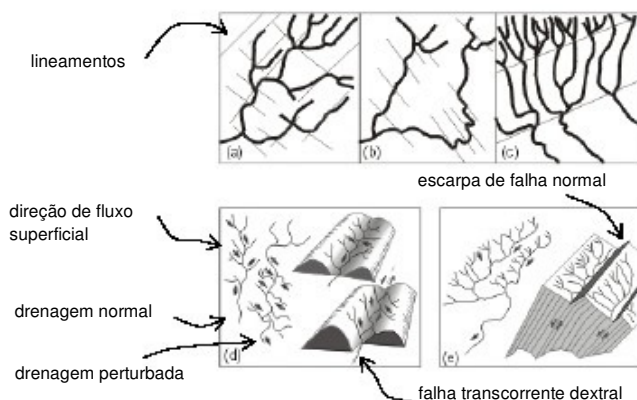


Figura 5.12: (a) Padrão de drenagem retangular; (b) Deslocamento de drenagem devido a fraturas paralelas; (c) Anomalia de drenagem em forma de cotovelo; (d) Exemplo de uma rede hidrográfica normal e outra perturbada por uma falha transcorrente dextral; (e) Feição geomorfológica produzida em drenagem em função de deslocamento de falhas normais (mod. BANKWITZ, 1992).

Dentro desta mesma linha de pesquisa Schumm et al. (2000) também faz um extenso trabalho sobre tectônica ativa mostrando diferentes feições geomorfológicas indicativas de movimentos recentes, dentre estas é citada a anomalia em padrão "Z" produzido por falhas transcorrentes dextrais (Figura 5.13).

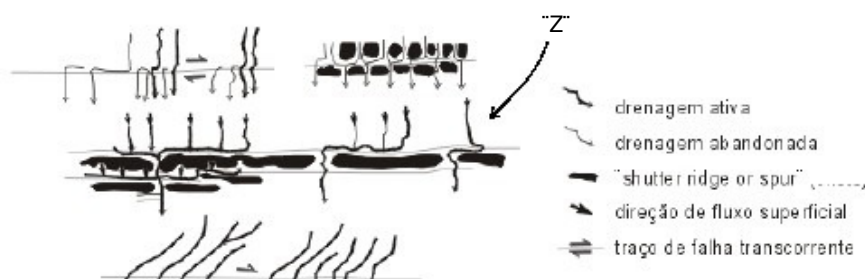


Figura 5.13: Esquema mostrando o deslocamento produzido por falhas transcorrentes (mod. SCHUMM, 2000).

Utilizando o mesmo raciocínio dos autores, além do padrão em "Z" foram reconhecidos na área de pesquisa padrões anômalos em drenagens em forma de "S", cuja origem foi atribuída à falhas com movimentação transcorrente sinistral como é mostrado na figura 5.14.

Na porção central onde o município de Curitiba está inserido e onde a geologia é constituída principalmente pelos sedimentos da Formação Guabirubá, destacam-se no relevo a presença de feições geomorfológicas positivas representadas por cristas. As mesmas apresentam-se ao longo de sua extensão rompidas por estruturas tectônicas e de forma semelhante às anomalias observadas nas drenagens, as cristas mostram geometria por vezes sigmoidal, lembrando a forma de "Z" ou "S". A forma sigmoidal das cristas assim como os desvios dos canais indicam a ocorrência de sistemas de falhas transcorrentes. O rio Belém é um bom exemplo onde a influência tectônica é grande. Na porção superior o rio tem seu curso nitidamente deslocado para a direita (olhando para a jusante) enquanto que na parte média inferior, a drenagem segue para a esquerda em direção ao fluxo de base como é o esperado, no entanto o canal é capturado por estruturas tectônicas NW-SE apresentando um padrão escalonado (Figura 5.14). Na sequência mostrada na figura 5.15 foram ilustradas as cristas de maior destaque e o exemplo do rio Belém.

Para testar a consistência das interpretações até então realizadas, no próximo item deste capítulo foi feita a análise da simetria das sub-bacias formadoras da Bacia Alto rio Iguaçu, buscando por meio da forma geométrica das mesmas, identificar ou confirmar a ocorrência dos planos estruturais responsáveis pelas anomalias observadas.



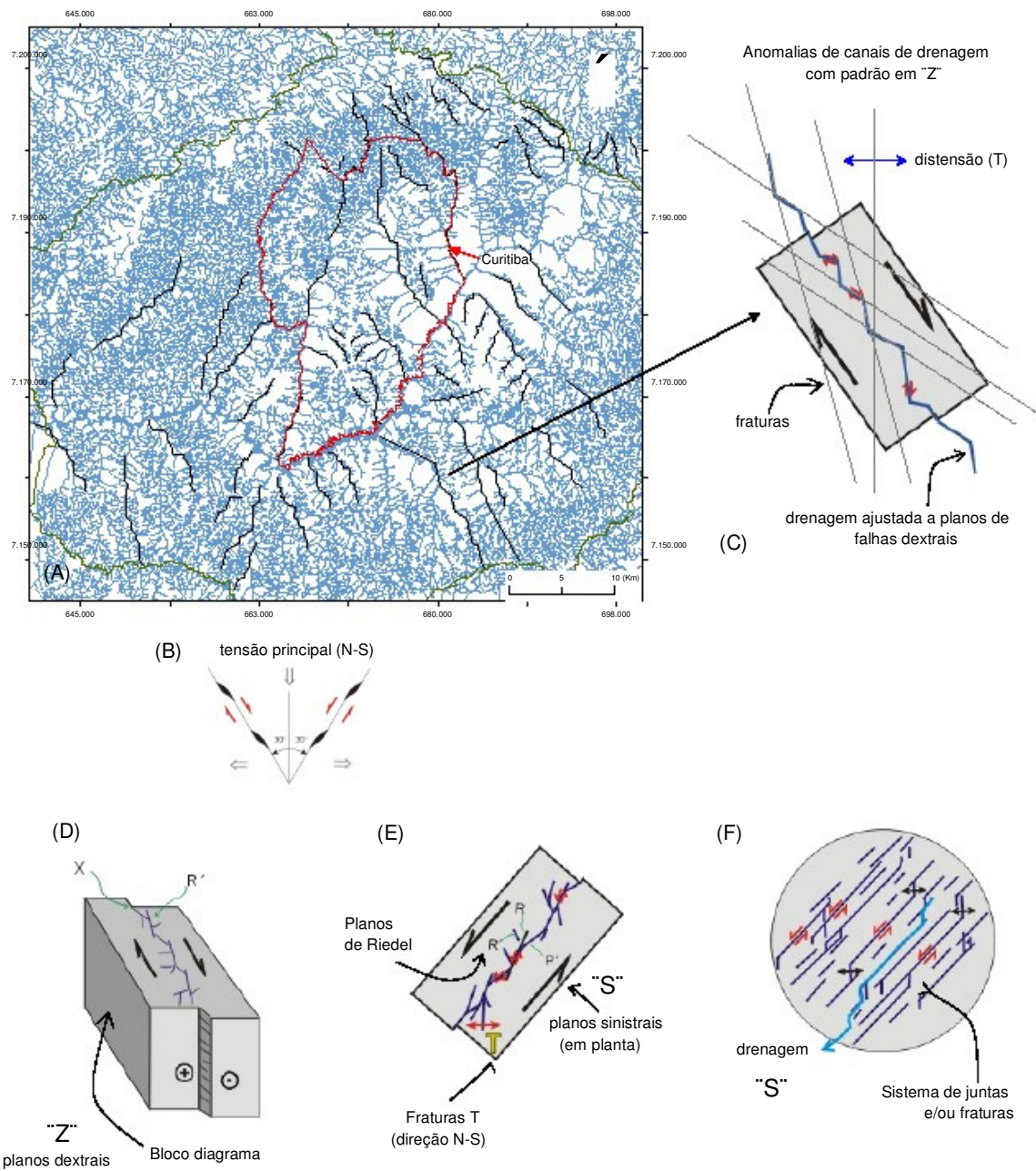


Figura 5.14: (a) Indicadores cinemáticos de drenagem com padrão em "Z" traçados em preto sobre a rede hidrográfica da região; (b) Provável posição do tensor principal, de acordo com as anomalias; (c) Drenagem ajustada a planos de falhas dextrais; (d) Bloco diagrama mostrando a configuração de planos de falhas transcorrente dextrais no qual as drenagens podem estar se reajustando; (e) Vista em planta dos planos de Riedel segundo um binário sinistral e (f) Configuração geométrica de uma drenagem formando padrão em "S" sobreposta a estruturas tectônicas com movimentação sinistrais, a exemplo do que foi atribuído na área.

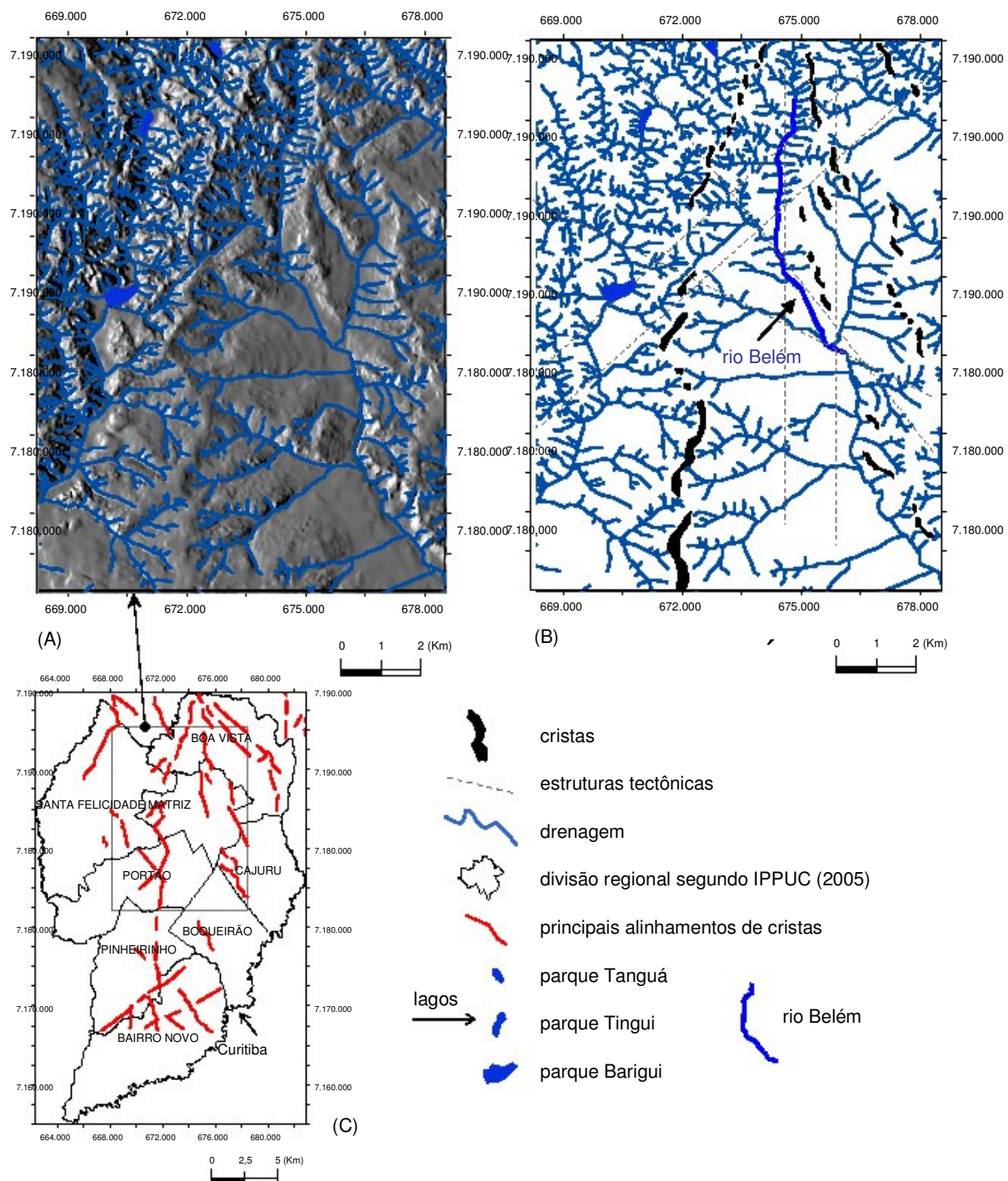


Figura 5.15: (a) Detalhe da área mostrando drenagem sobreposta ao modelo digital de resolução de 10 m; (b) Polígonos em preto demarcando a forma geométrica das cristas e prováveis estruturas tectônicas responsáveis pelos desvios do canal principal do rio Belém (traços em cinza) e (c) Visão ampla do município de Curitiba com a localização do detalhe "A" e com as feições geomorfológicas positivas de maior destaque.

## 5.6 Análise da assimetria das sub-bacias formadoras da Bacia do Alto rio Iguaçu

Os métodos aqui empregados para delimitar as sub-bacias formadoras da Bacia do Alto rio Iguaçu já foram utilizados por Salamuni (1998), mostrando resultados bastante consistentes com a análise da tectônica da Bacia de Curitiba, realizada pelo autor. Na pesquisa atual foram incluídas e reinterpretadas algumas sub-bacias e recalculados os valores de assimetria. Com base na análise anterior sabe-se que a tectônica exerce forte influência sobre a geometria da maioria das sub-bacias. Em vista deste condicionamento, buscou-se comparar as assimetrias observadas com os prováveis grandes traços de fraturas responsáveis por este controle estrutural e, provavelmente pela compartimentação principal das rochas do Complexo Atuba na região. O traçado dos lineamentos e das falhas de grande porte em escala de detalhe é mostrado no item seguinte, assim como a comparação dos segmentos com a geometria das sub-bacias. Seguindo o conceito de Horton (1945) a delimitação das sub-bacias foi feita de acordo com os divisores de água possibilitando a análise da simetria das mesmas segundo duas técnicas. o primeiro método (figura 5.16, a) é denominado de fator de assimetria da bacia de drenagem (FABD ou FA) e foi desenvolvido por Cox (1994). A técnica considera que a assimetria em bacias hidrográficas, onde ocorre migração ortogonal a seu eixo, pode ser consequência de tectônica recente.

A fórmula mostrando os parâmetros para o cálculo é a seguinte:

|                      |  |
|----------------------|--|
| FA :<br>$100(Ar/At)$ | FA : fator de assimetria da bacia de drenagem,             |
|                      | Ar : área da bacia à direita do rio (em relação a jusante) |
|                      | At : área total da bacia de drenagem                       |

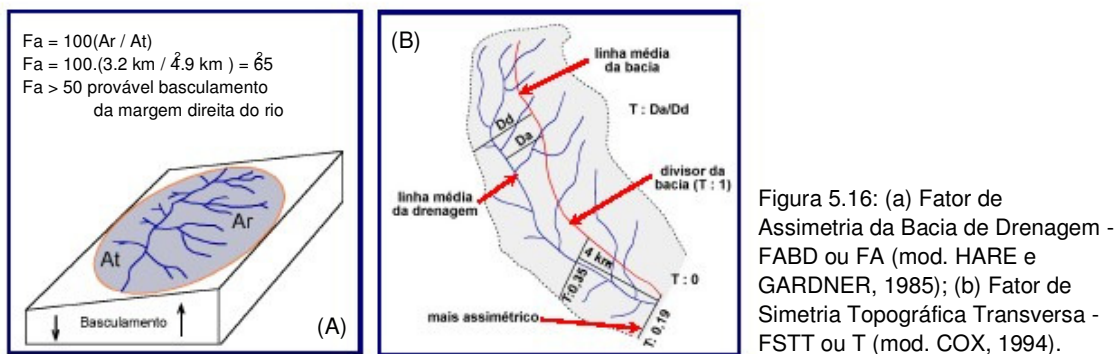
- Onde:
- FA: igual ou próximos de 50, ocorre pouca ou nenhuma atividade tectônica.
  - FA: maior que 50 indica provável basculamento da margem direita do rio.
  - FA: menor que 50, provável basculamento da margem esquerda do rio.

O segundo método empregado (Figura 5.16, B) é denominado de fator de simetria topográfica transversal (FSTT ou T) e foi desenvolvido por Hare e Gardner (1985), no qual o cálculo é realizado com base na assimetria do perfil transversal do canal fluvial em consequência da migração do mesmo perpendicular ao eixo da bacia de drenagem. Os valores obtidos podem variar entre 0 (indica drenagem simétrica) e 1, cujo valor significa que o canal encontra-se bem próximo do divisor, o que corresponde a uma drenagem assimétrica e com forte influência tectônica.

A migração lateral é medida com base nas seguintes variáveis:

|             |   |
|-------------|---|
| T : $Da/Dd$ | Da : distância da linha média do eixo da bacia de drenagem até a linha média do canal principal do meandro ativo. |
|             | Dd : distância da linha média da bacia até o limite lateral da bacia.   |





Ao todo foram delimitadas 37 sub-bacias e as mesmas foram identificadas na figura 5.17 e figura 5.18. Nesta última foram adicionadas as linhas médias “virtuais” dos divisores permitindo a comparação destes traços com a linha média da drenagem. Os valores calculados para os fatores (FA) e (T) são mostrados na tabela 5.1 (Anexo 2).

As informações numéricas obtidas com os cálculos de (FA) e (T) são representadas na forma de pontos com uma escala de cores e letras para facilitar a visualização dos resultados obtidos, considerados no geral como satisfatórios (Figura 5.19).

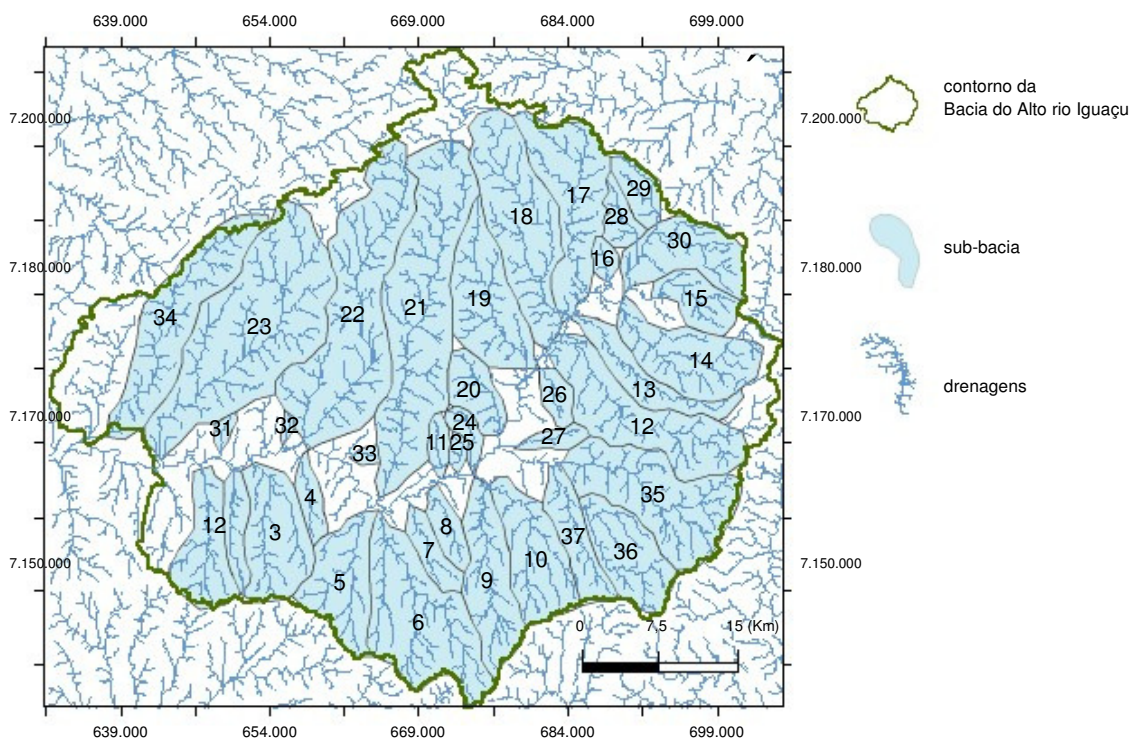


Figura 5.17: Limite das sub-bacias (fundo em azul) da Bacia do Alto rio Iguaçu.

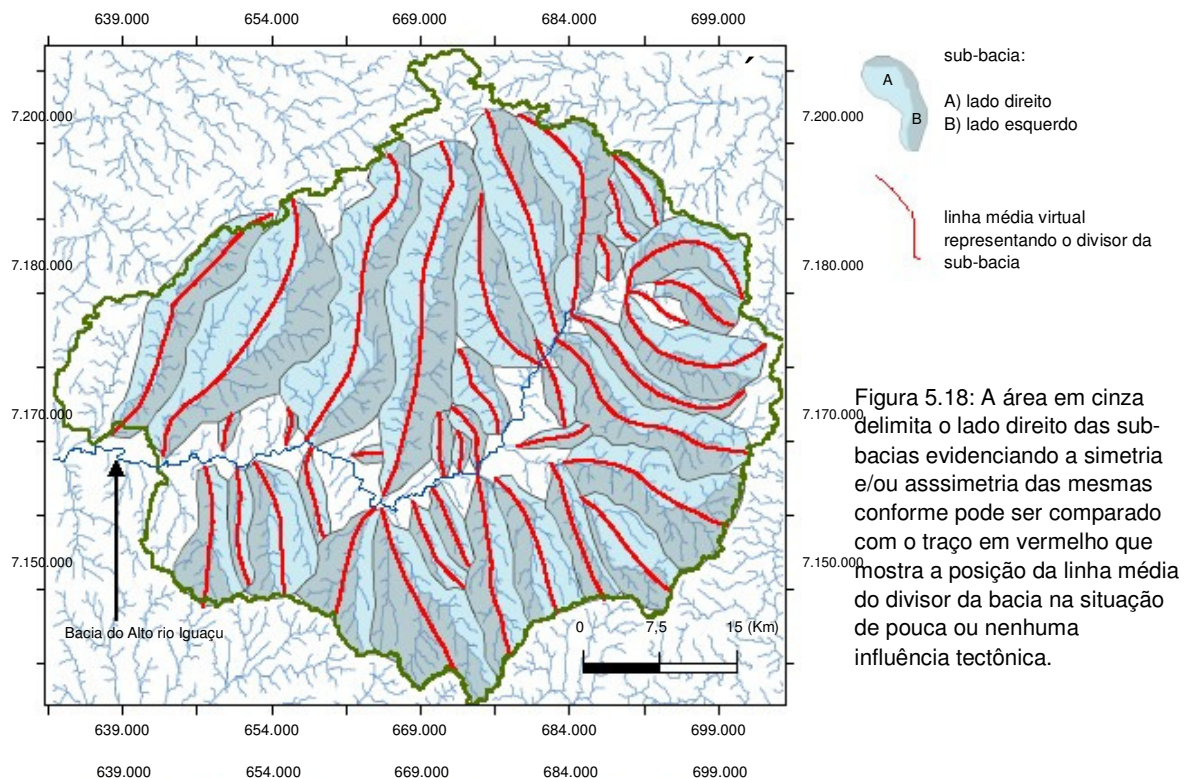


Figura 5.18: A área em cinza delimita o lado direito das sub-bacias evidenciando a simetria e/ou assimetria das mesmas conforme pode ser comparado com o traço em vermelho que mostra a posição da linha média do divisor da bacia na situação de pouca ou nenhuma influência tectônica.

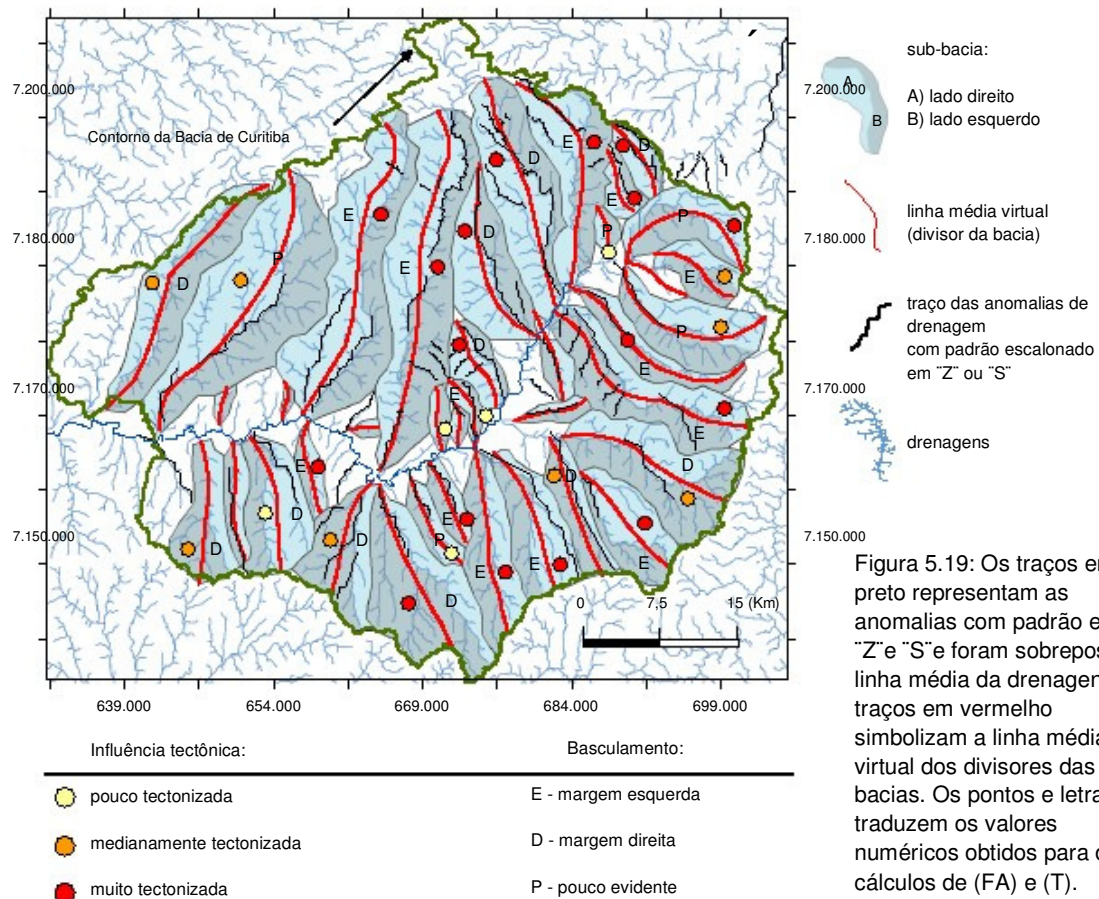


Figura 5.19: Os traços em preto representam as anomalias com padrão em "Z" e "S" e foram sobrepostos a linha média da drenagens. Os traços em vermelho simbolizam a linha média virtual dos divisores das sub-bacias. Os pontos e letras traduzem os valores numéricos obtidos para os cálculos de (FA) e (T).



Os traços das anomalias em “Z” e “S” foram sobrepostos às linhas médias das drenagens com intuito de evidenciar a geometria e deslocamento das mesmas. Nota-se que na maioria dos casos estas anomalias estão presentes nas sub-bacias muito tectonizadas.

A análise da assimetria das sub-bacias de drenagens depende da escala de observação, em alguns casos sendo necessário uma nova subdivisão em unidades ainda menores para realizar os cálculos de (FA) e (T) com maior representatividade. Fazendo um comparativo com o trabalho de Salamuni (1998), nas sub-bacias a leste e a sudeste (próximas aos granitos) a delimitação de unidades menores permitiu identificar um controle tectônico ainda mais forte. O mesmo ocorre com a sub-bacia onde o rio Barigui está encaixado e ao ser considerado o trecho superior da drenagem, verifica-se que a assimetria é ainda mais acentuada. Exceto algumas diferenças, atribuídas ao detalhamento maior em alguns casos a nível de micro-bacias, o resultados obtidos corroboram os índices de (FA) e (T) apresentados por Salamuni (1998).

De modo geral a assimetria das sub-bacias mostra que mesmo os canais de 2<sup>o</sup> e 3<sup>o</sup> ordem migraram em relação aos divisores principais, indicando reajustes marcantes após a implementação da Bacia. As anomalias das linhas médias das drenagens principais coincidem com grandes lineamentos, cujas direções são próximas a N-S, aos planos conjugados NW e a NE. Os divisores das drenagens, por sua vez, representam o nível de base dos rios e estão encaixados em grandes rupturas onde ocorre acentuado controle tectônico constituindo, portanto, prováveis zonas fraturadas mais abertas, profundas e interconectadas hidraulicamente. Estas observações auxiliam na caracterização das principais descontinuidades responsáveis pelo arcabouço estrutural, o que demonstra que os índices de FA e T podem ser utilizados como suporte a para caracterização da dinâmica do aquífero e sua conseqüente exploração.

## 5.7 Análise dos lineamentos com base no relevo, padrões e anomalias de drenagens

Segundo o conceito de O'leary (1976) lineamento pode ser considerado como toda feição linear ou curvilínea mapeável e com padrão diferenciado dos padrões apresentados pelas feições adjacentes, refletindo um fenômeno de subsuperfície. Originalmente o termo foi definido por Hobbs (1912) e utilizado por Allen (1975) para caracterizar as relações espaciais de feições, tais como cristas, bordas de áreas elevadas, alinhamentos de contatos geológicos ou tipos petrográficos, ravinhas, vales ou alinhamentos de drenagem e fraturas ou zonas de falhas visíveis mesoscopicamente. Entretanto nem todos os lineamentos de relevo observados em um MDR condizem 100% com alinhamentos estruturais. Feições de relevo mapeadas como lineamentos estruturais podem ser grandes escarpas de erosão esculpidas sobre determinadas unidades litológicas, porém a tectônica tem papel decisivo no esculptamento da paisagem e, geralmente, as escarpas estão associadas à falhas.

Na presente pesquisa, os lineamentos foram traçados a partir de imagens digitais sombreadas, com aplicação de iluminação artificial no modelo digital de relevo (MDR), nos azimutes de 0°, 30°, 45°, 270°, 315° e 345° e elevação de 45°. Ao utilizar-se a iluminação artificial, mesmo pequenas variações superficiais são realçadas, as quais eventualmente podem ser expressivas no padrão estrutural geral (ROSS e FROHLICH, 1993).

A extração de feições lineares também teve como referência os padrões e anomalias das drenagens mostrados anteriormente, conforme o conceito de Hobbs (1912). O trabalho partiu de uma análise regional com as imagens digitais na escala ampla e resolução de 90 m, passando para a análise de detalhe com o MDR de resolução de 10 m. A partir destas diferentes escalas de observação fez-se o reconhecimento das grandes estruturas tectônicas, ou seja, das falhas mestras e que correspondem a prováveis fraturas profundas, assim como das diferentes famílias de fraturas menores que cruzam a área, tendo como base para o traçado dos lineamentos menores, as interpretações iniciais de Chavez-Kus (2003). Conforme diversos autores (MOODY, 1956; KIM et al. 2001, 2003 e 2004; KELLY e SANDERSON. 1998) as grandes fraturas são formadas por agrupamento de pequenas linhas de ruptura, ou juntas, interligadas ou não, dispostas em várias direções não necessariamente coincidentes com a direção geral do plano de fratura. Justificando, portanto a análise em diferentes escalas de observação.

Estudos de rupturas (STEWART e HANDCOCK, 1994) causadas por terremotos, demonstram que a geometria de falhas recentes ou reativadas não ocorre de forma uniforme e contínua, mas sim de acordo com diversos planos compondo uma zona de falhas com arranjo anastomosado e interconectado. A arquitetura final destas estruturas é produto da propagação da falha e /ou crescimento lateral com a movimentação sendo acomodada em diversos planos.

É comum ocorrerem mudanças na geometria ou continuidade dos traços de falhas ativas como, por exemplo, desvios abruptos na curvatura e segmentação do traço principal em dois ou mais ramos. Em sistemas transcorrentes essas são as principais características de acordo com Christie-Blick e Biddle (1985), assim como fraturas híbridas conjugadas e planos sistemáticos (STEWART e HANDCOCK, 1994). A geometria de falhas transcorrentes também é fortemente dependente do espaçamento entre os planos e sobreposições. Nas estruturas que apresentam curvatura pode haver o desenvolvimento de sistemas duplexes. As sobreposições também podem gerar regiões compressionais ou dilatacionais (restraining bends, releasing bends). Em campo estas áreas podem ser confirmadas pela presença de estruturas em flor positiva ou negativa.

Na presente análise o mapa de lineamentos obtido em escala de detalhe e semi-detálhe mostra feixes de lineamentos distintos que afetam tanto as rochas do Complexo Atuba quanto os sedimentos da Bacia de Curitiba e os mesmos são apresentadas na figura 5.20.

Nas direções próximas a N30W e N30E a disposição dos planos sugere a presença de padrões conjugados. Além disso verifica-se que a interação nas direções N30-60E e N30-60W dos lineamentos, por vezes curvilíneos, origina feixes entrecruzados e com padrões amendoados, podendo ser distinguidas feições sigmoidais. Os padrões encontrados foram interpretados como indicadores cinemáticos de falhas transcorrentes (Figura 5.21, "D", "E" e "F") e aliado a análise estrutural das fraturas medidas nos afloramentos, o ajuste do campo de tensão recente, com base no modelo de Riedel (1929) indica a seguinte posição (Figura 5.20):

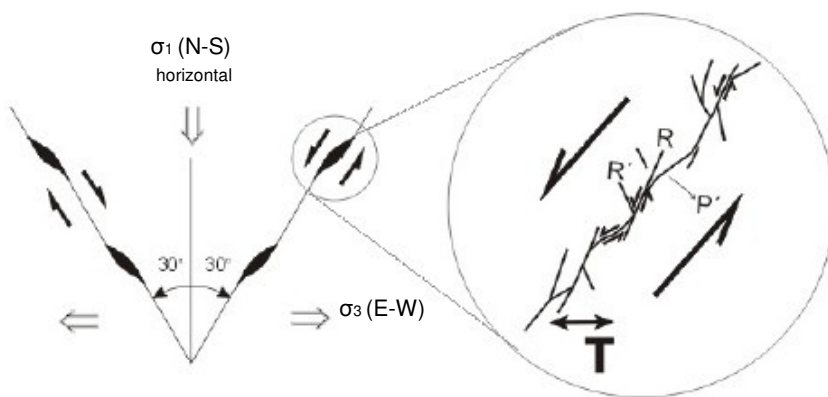


Figura 5.20: Ajuste do campo de tensão recente de acordo com as direções dos lineamentos.

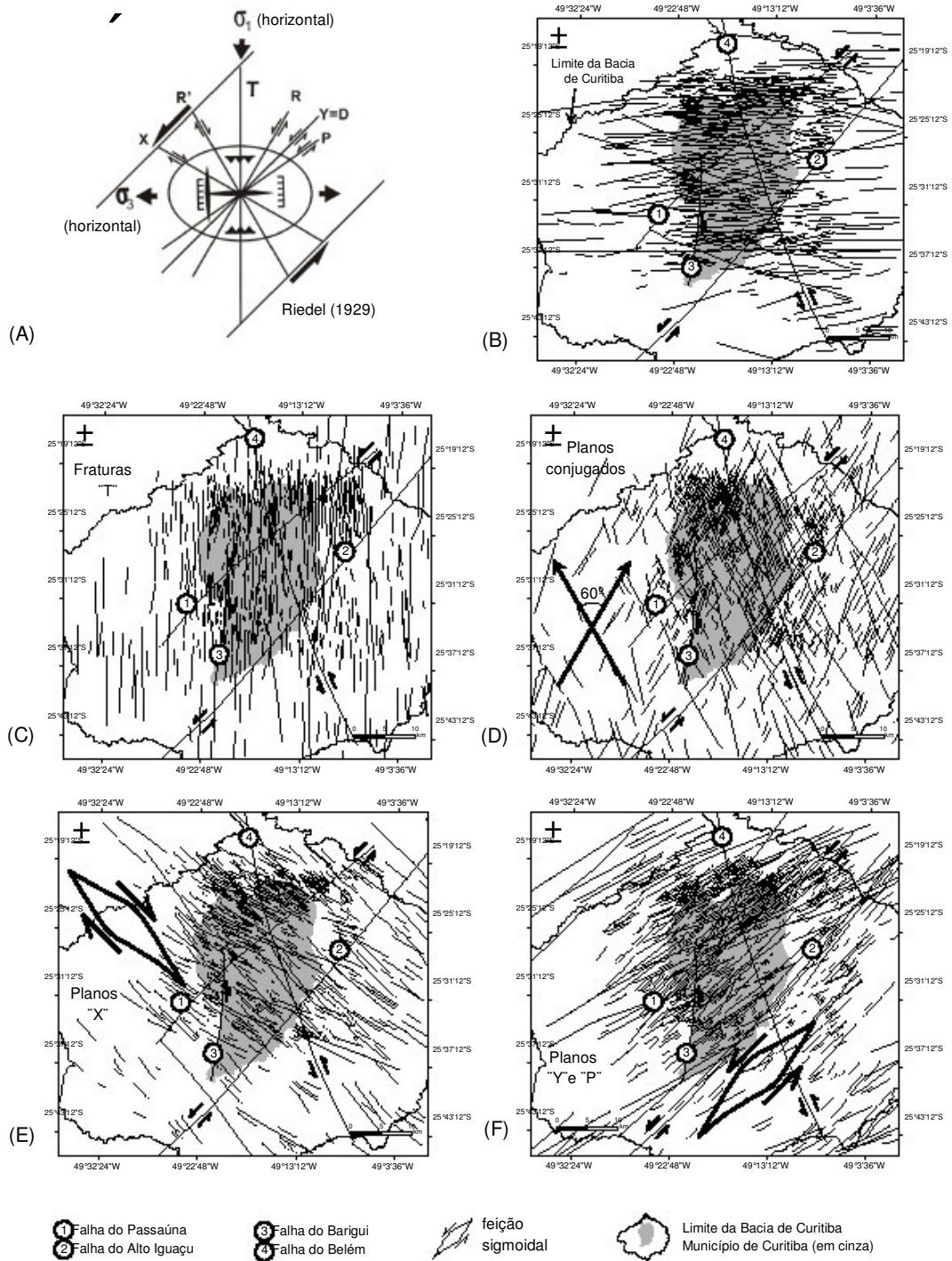


Figura 5.21: Visão integrada do ajuste que melhor se adapta ao modelo de Riedel e planos estruturais de maior significado na região de Curitiba. (A) Ajuste do campo de tensão mais recente com base na análise estrutural das falhas transcorrentes associadas ao sistema N-S do Complexo Atuba; (B) Lineamentos de relevo nas direções N70-90W e N70-90E; (C) Planos próximos a N-S (fraturas "T"); (D) Planos conjugados próximos a N30W e N30E (planos conjugados); (E) Lineamentos próximos a N50W (planos "X"); (F) Lineamentos próximos a N45-60E (planos "Y" e "P"): são aqueles que coincidem com a mesma direção da zona de cisalhamento transcorrente Lancinha-Cubatão. Os planos foram identificados com base no modelo de Riedel (1929)

Visando dar destaque às estruturas de maior porte, foram selecionados somente os planos de interesse e os mesmos foram sobrepostos, primeiramente aos domínios geomorfológicos em conjunto com o MDR sombreado (Figura 5.22) e, na seqüência sobre as drenagens na escala regional e de detalhe (Figura 5.23).

Por último é mostrado o mapa litoestrutural (Figura 5.24) no qual as fraturas apresentam hierarquia de acordo com o grau de importância (estruturas proeminentes). Os planos apresentados foram interpretados com base nas informações anteriores de Salamuni (1998) e em estudos atuais. A principal diferença em relação ao mapa da figura 3.2 (capítulo 3) está na inclusão dos trends N-S, com geometria em forma de feixes paralelos bem definidos e em campo parecem truncar os lineamentos próximos a E-W.

Com auxílio do MDR na escala regional verificou-se que os traços das falhas do Passaúna, Barigui e Alto Iguaçu são mais extensos. Esta última foi caracterizada com uma falha transcorrente de direção NE/SW e com cinemática sinistral, correspondendo a uma das feições estruturais mais extensas e expressivas na região (podendo atingir até 100 km). Segundo a direção da falha do Alto Iguaçu, que teve seu traço prolongado, principalmente a nordeste, até atingir a drenagem do Capivari (também condicionada estruturalmente por esta grande falha), ocorrem diversas outras fraturas paralelas ou sub-paralelas definindo um sistema marcante (ver figura 5.9 e 5.22). Paralela ao alinhamento onde o rio Belém está encaixado, foi identificada outra grande estrutura transcorrente marcante (segmento nº 5 nas figuras 5.22, 5.23 e 5.24), cuja cinemática horária foi atribuída em função dos desvios dos canais de drenagem. A descontinuidade foi denominada de Falha do Belém e, conforme será mostrado adiante, esta é uma das estruturas tectônicas de maior significado hidrogeológico na área.

As falhas do Barigui, Passaúna, do Alto Iguaçu e do Belém, possivelmente reativadas como sistemas transcorrentes em tempos recentes, são de grande importância, pois segmentam e limitam as bordas da Bacia de Curitiba, impondo um forte controle tectônico na morfologia. Completando este conjunto devem ser mencionadas as direções de marcantes planos N-S, associados a falhas transcorrentes novas ou também reativados, assim como as falhas normais da Serra do Mar Ocidental. Em termos de compartimentação tectônica, estas são as estruturas de mais destaque, entretanto os estudos até então realizados indicam a existência de blocos tectônicos menores independentes, sendo difícil a definição dos mesmos.

Devido a uma evolução policíclica do arcabouço estrutural, em campo verifica-se que as estruturas mapeadas não são puramente transcorrentes, elas apresentam com freqüência componentes de movimentação conjugados, podendo ser descritas como transcorrentes inversas ou normais.



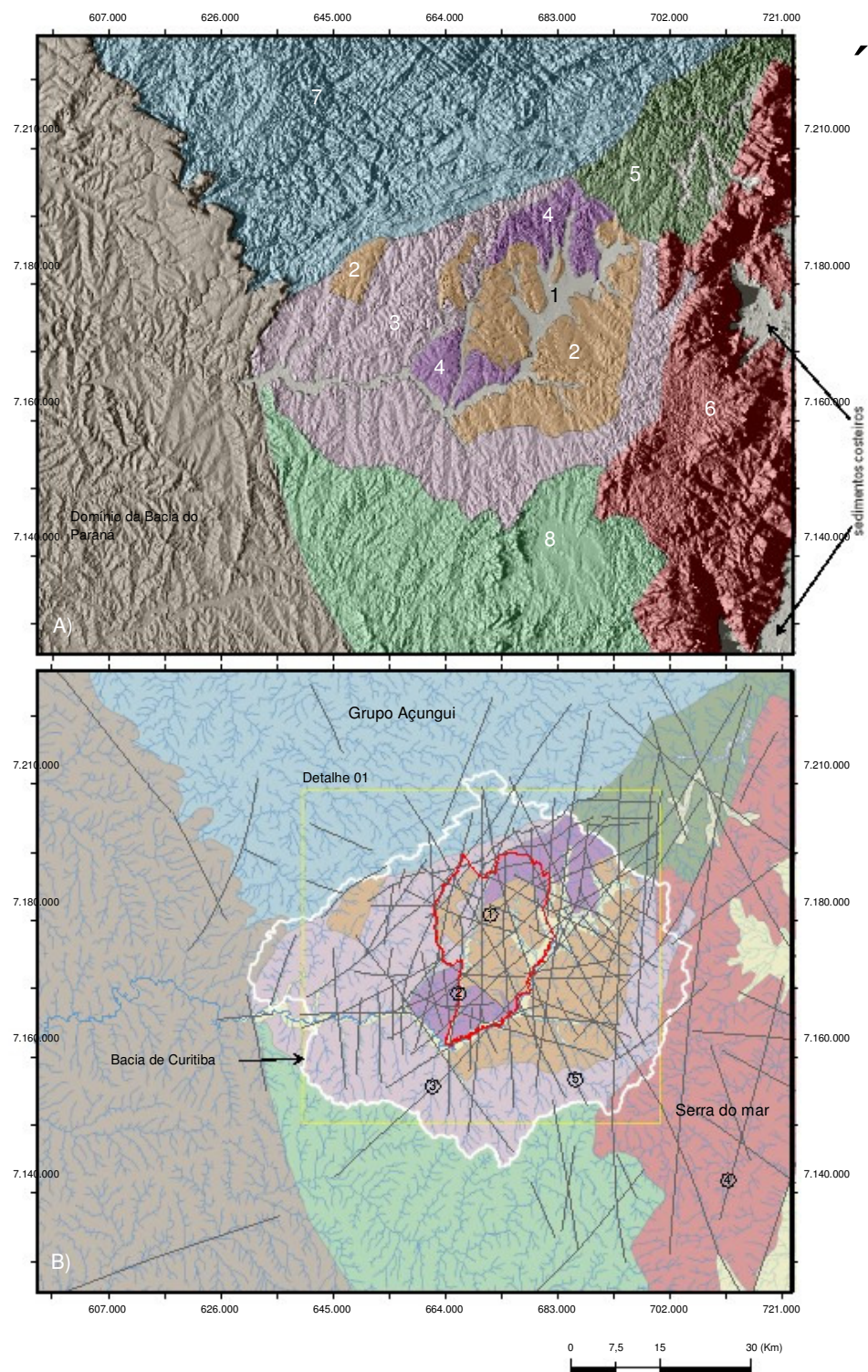


Figura 5.22: (a) Domínios geomorfológicos, numerados de 1 a 8, sobrepostos ao MDR sombreado (iluminação no azimute 270°); (b) Principais estruturas tectônicas (traços em preto) sobrepostas às drenagens e aos domínios geomorfológicos. Os planos identificados na figura "B" com os círculos e números correspondem as seguintes discontinuidades: (1) Falha do Passaúna; (2) Falha do Barigui; (3) Falha do Alto Iguaçu; (4) Falha da Serra do Mar e (5) Falha do Belém.



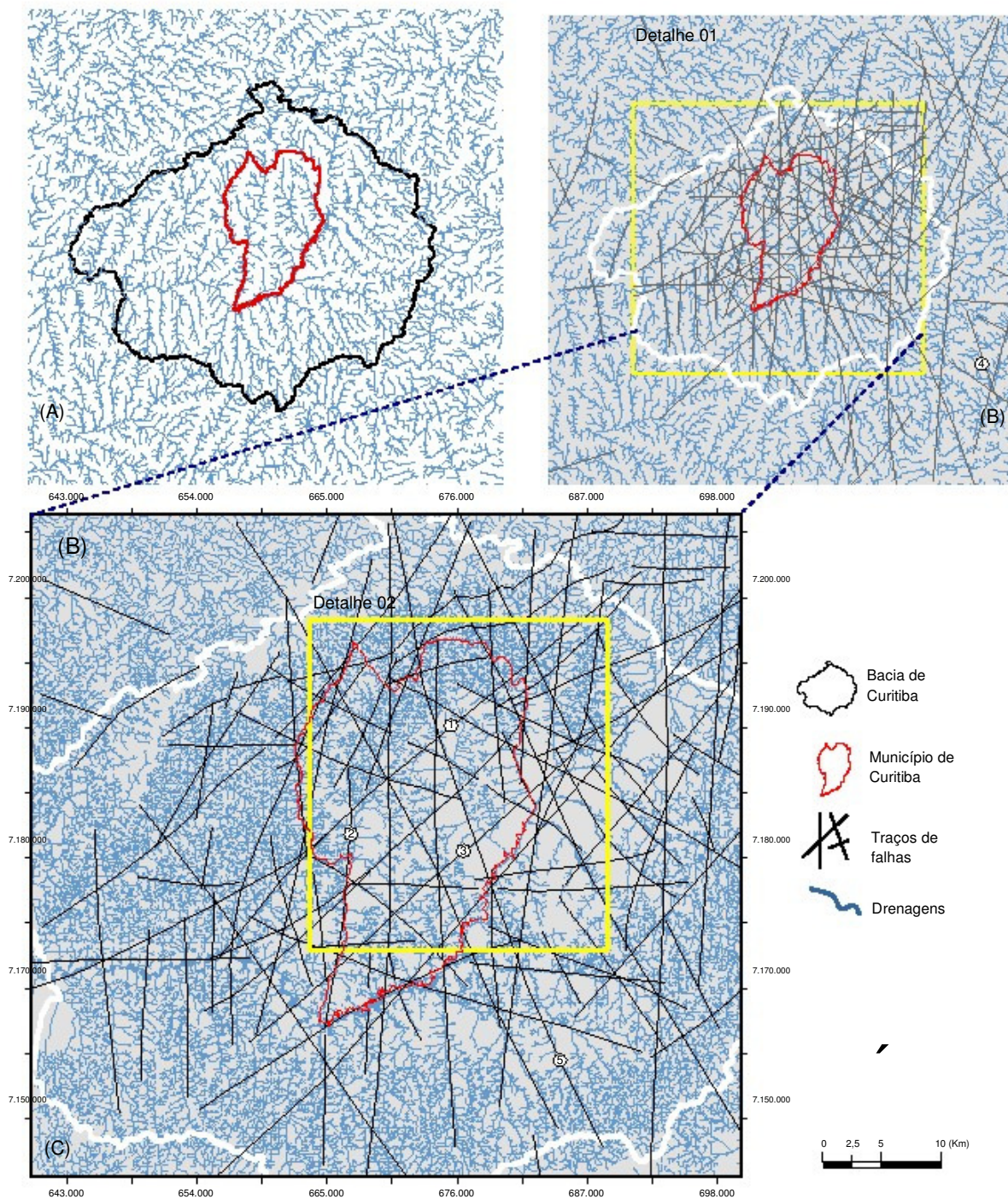


Figura 5.23: (a) Drenagens simplificadas extraídas de MDR reamostrado de USGS/NASA; (b) Traços de falhas sobrepostos as drenagens simplificadas; (c) Traços de falhas sobrepostos a drenagens extraídas a partir de dados altimétricos na escala 1:50.000 (detalhe 01) e MDR com malha 10 x 10 m (detalhe 02). Os segmentos identificados na figura "B" e "C" com os círculos e números correspondem as seguintes discontinuidades: (1) Falha do Passaúna; (2) Falha do Barigui; (3) Falha do Alto Iguaçu; (4) Falha da Serra do Mar e (5) Falha do Belém.



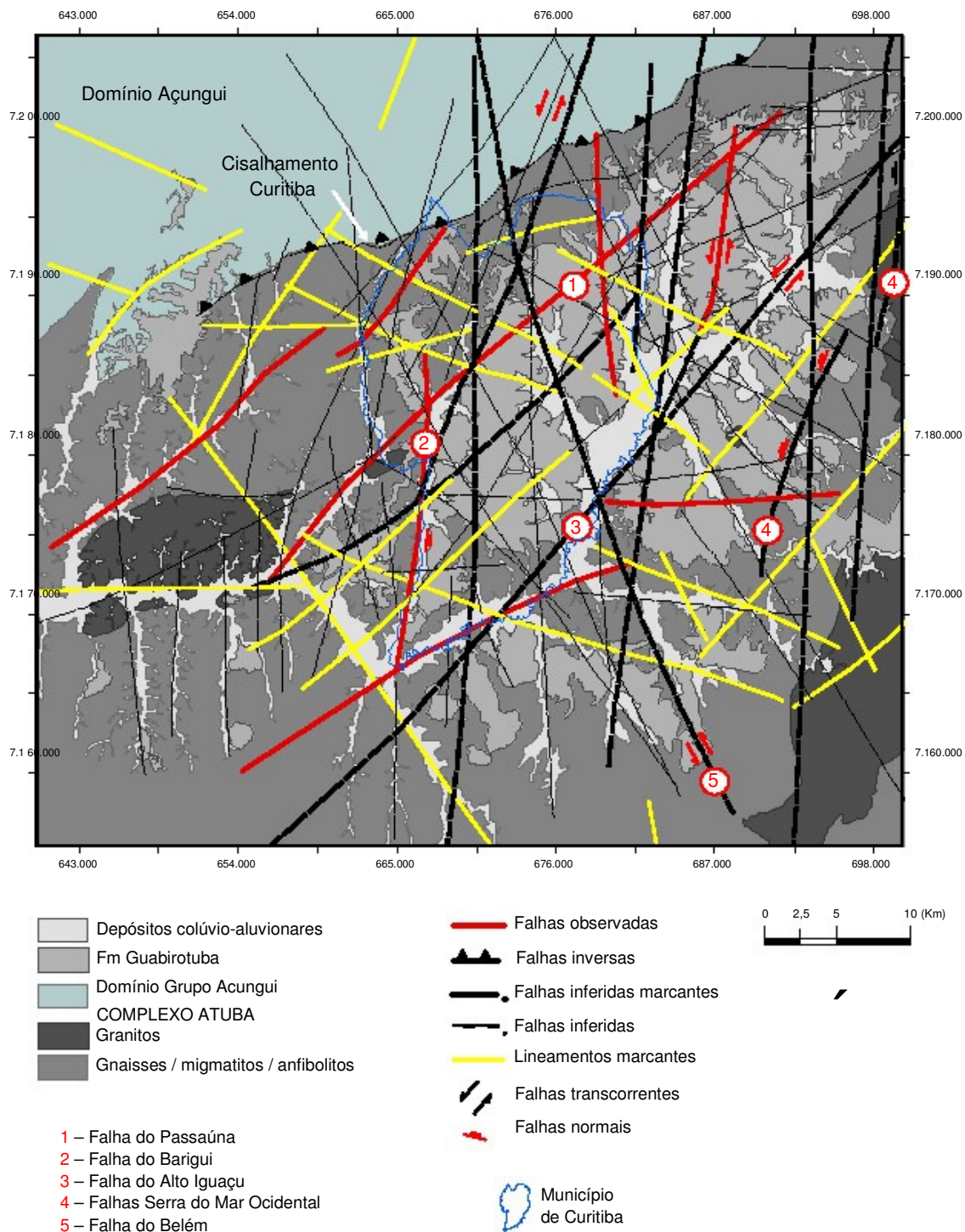


Figura 5.24: Principais estruturas tectônicas de grande porte cruzando o Complexo Atuba na região do município de Curitiba e circunvizinhança. A espessura das linhas indica a ordem de importância estrutural dos planos (estruturas de maior destaque).

Os lineamentos em geral cruzam indistintamente tanto as rochas do Complexo Atuba como os sedimentos da cobertura e mostram direções compatíveis com os trends principais observados em campo. As direções E-W, contudo, são aquelas que mais se mostram segmentadas pelos demais planos. Os lineamentos de direção N-S e N30-50E/SW predominam no controle estrutural da região, seguidos dos lineamentos de direções próximas a N30W/SW.

Em termos hidrogeológicos a identificação das estruturas de grande porte tem importância fundamental, visto que de modo geral as fraturas de grande extensão tem maior significado do que uma grande quantidade de fraturas de pequeno porte. A afirmativa anterior, no entanto, só é válida desde que o núcleo da descontinuidade não seja argiloso (gouge de falha). Nessa condição a transmissividade do meio é baixa e a produtividade do poço, provavelmente, será reduzida.

Foi mencionado no capítulo 4 que o comportamento predominantemente rúptil durante a deformação gera rocha cataclástica em meio às zonas de falhas de direção próxima a N-S e os minerais apresentam-se frequentemente moídos e triturados. Na superfície das descontinuidades anteriormente mencionadas, foi visto resíduo de pó de falha, porém, sem ter sido originado gouge, ao contrário de uma grande zona de cisalhamento na Pedreira Inecol, cujos planos compreendidos no intervalo N40-65W, produziram o deslocamento de um grande dique de diabásio e gouge de falha (Figura 4.54). A compreensão dos campos de tensão, portanto, tendo como base o estudo morfoestrutural e da tectônica rúptil que caracteriza as rochas do Complexo Atuba é decisiva para a pesquisa hidrogeológica, já que segundo a direção de falhas antigas, sem movimentação recente, a porosidade e permeabilidade da rocha normalmente são baixas devido à ausência de descontinuidades circuladas. Neste âmbito foi dada grande ênfase nas descontinuidades novas ou reativadas em tempos recentes, responsáveis pela trama estrutural que configura o aquífero fraturado.

Com base nas estruturas tectônicas de grande porte e nas famílias de fraturas, caracterizadas nas análises até então realizadas, no próximo capítulo é apresentado o cálculo do parâmetro de intersecção das mesmas.

## 6. ANÁLISE DE CONECTIVIDADE DE FRATURAS

### 6.1 Considerações gerais

No processo de locação de um poço para exploração de água subterrânea diversos fatores devem ser considerados de acordo com o que é amplamente discutido na literatura (JOHNSON, 1972; BALKE et al., 2000). Dentre estes, o tipo de estrutura observada, a geometria das fraturas e seu contexto geológico e cronológico. Neste último é importante correlacionar as fraturas com ao evento tectônico mais recente na região, já que em rochas fraturadas a circulação da água subterrânea ocorre ao longo de descontinuidades abertas que se comportam como condutos preferenciais. Em vista deste fato o estudo da conectividade de fraturas aliado à análise estrutural rúptil torna-se crucial para a compreensão do modo de ocorrência de água subterrânea no aquífero em questão.

A determinação da conectividade de fraturas é um parâmetro extremamente dependente da escala de observação (TRIPP e VEARN, 2004). Nas análises anteriormente realizadas nesta pesquisa foram traçados os lineamentos em escala de detalhe, que são a base para o atual estudo.

O cálculo das interseções das fraturas foi realizado a partir da construção de mapas de densidade de lineamentos e densidade de cruzamento de lineamentos conforme os procedimentos computacionais desenvolvidos por Kim (2004) e Kim et al. (2004).

### 6.2 Construção dos mapas de densidade e pontos de intersecção de fraturas

A ferramenta utilizada para a análise dos lineamentos (Lineament Analysis) foi criada e desenvolvida especialmente para o programa ArcView 3.2 com base na linguagem Avenue<sup>TM</sup> (os scripts contidos na extensão foram programados com código aberto, permitindo que o usuário realize modificações e/ou adaptações de interesse). A extensão Lineament analysis for geology and groundwater field (KIM, 2004) pode ser obtida gratuitamente a partir da página da WEB da ESRI (Support Center) no endereço eletrônico: <<http://arcscripts.esri.com/>>.

Antes de iniciar os cálculos de densidade e pontos de intersecção dos planos, foi realizado o tratamento dos segmentos buscando otimizar os parâmetros geométricos das mesmas, conforme a seguinte sequência:

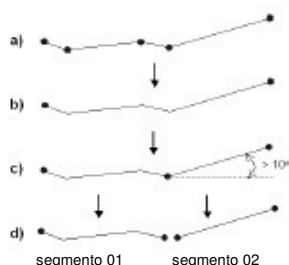
#### a) Eliminação dos segmentos duplicados

A remoção dos traços duplicados é o primeiro passo em toda a análise de lineamentos e deve ser cuidadosamente realizada, evitando posteriormente erros de sobrestimação.



## b) Remoção de nós e generalização dos traços

No traçado dos lineamentos os segmentos levemente encurvados freqüentemente apresentam ao longo do mesmo plano diversos nós e os mesmos podem gerar erros estatísticos no cálculo.



Além do mais, nos planos pouco retilíneos é possível determinar um ângulo máximo de curvatura, e a partir do qual o traço é dividido em dois segmentos independentes. Na análise foi adotada para o parâmetro de retilinearidade dos lineamentos a variação máxima de 10° (Figura 6.1)

Figura 6.1: Remoção de nós desnecessários e generalização dos segmentos.

## c) Estatística dos lineamentos

Nesta etapa é feita automaticamente a estatística dos lineamentos conforme o ângulo de busca desejado. Utilizou-se o valor de 10°, sendo gerado nestes intervalos o cálculo de frequência dos lineamentos. A partir destes foi criado um gráfico de freqüências em barras e um diagrama de rosetas (Figura 6.2), que permitem a visualização das direções de lineamentos de maior destaque. Dentre todas as direções obtidas, a família de lineamentos N-S é dominante, constituindo 17% de todos os valores.

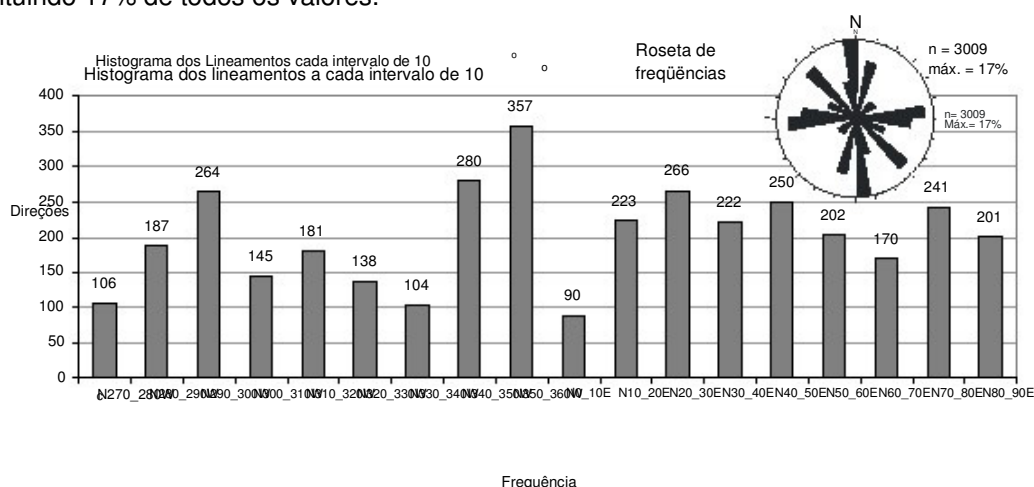


Figura 6.2: Frequência dos lineamentos de acordo com um diagrama em barras e diagrama de rosetas.

## d) Seleção dos segmentos conforme as direções desejadas

Com base na análise estrutural dos dados de campo e na análise morfoestrutural (capítulos 7 e 8) foi proposto para os planos de fraturas novos ou reativados em tempos recentes um ajuste para o campo de tensão atual segundo o modelo de Riedel (1929). O resultado desse ajuste indica o tensor principal posicionado a N-S, relacionando-o às falhas transcorrentes. Para o cálculo de densidade e intersecção dos lineamentos, foram realizados diversos testes e,

finalmente, escolhidas apenas as direções dos planos, cujos valores ocorrem sistematicamente no intervalo de N45W/SE a N45E/SW, e aquelas das falhas de grande porte (Figura 6.3).

Seleção dos segmentos de acordo com:

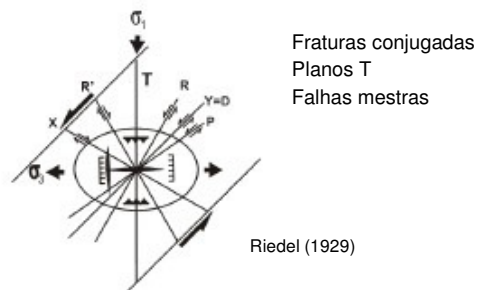
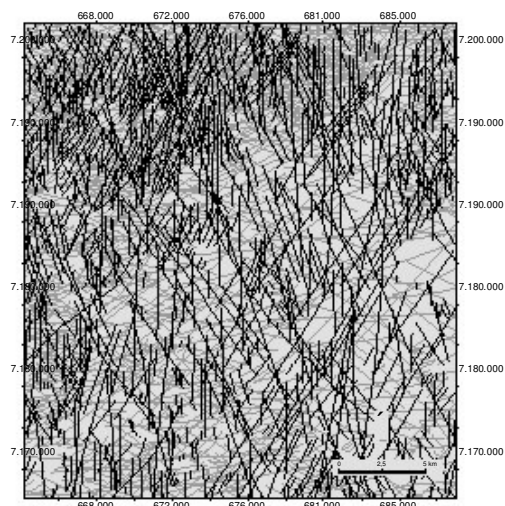


Figura 6.3: Esquema mostrando a área investigada e os lineamentos selecionados na análise de intersecção das fraturas.



O critério empregado para fazer esta seleção também pode ser explicado de acordo com o conceito de estruturas em splay ou em step. A origem da forma sigmoidal observada no mapa de lineamentos em escala de detalhe (Figura 5.21 - direções N45-60E e a N60W) pode ser associado às estruturas do tipo em step, denominadas desta forma por terem sido criadas e desenvolvidas ao longo de planos de fraturas pré-existentes. A movimentação sucessiva ao longo de uma falha resulta não somente no prolongamento do traço da estrutura, mas também na propagação e crescimento lateral da mesma, havendo união com os planos de fraturas adjacentes por meio dos planos em splay. Isso dá origem a zonas de falhas com geometria, por exemplo anastomosada ou em echelon, sendo esse processo denominado de linkage (CARTWRIGHT et al. 1996; MARTEL e POLLARD, 1989; KHANG et al. 2004). Comparando o modelo conceitual dos autores com o modelo de Riedel (1929), verifica-se que as estruturas em splay ou em step correspondem às direções de R ou R' (Figura 6.4). Segundo Smellie et al., (1995); Watanabe et al. (1997) e Yoshida et al. (2000), o fluxo da água subterrânea é controlado por falhas mestras de grande porte, enquanto que as fraturas em forma de step são as responsáveis pela conectividade do conjunto.



Figura 6.4: Modelo conceitual do padrão das falhas mestras e estruturas em step (mod. KHANG et al. 2004).

As mudanças na geometria de uma falha originam zonas localizadas de dilatação direcionando o fluxo de fluídos e a ruptura das paredes das rochas durante o movimento dos

planos (SIBSON, 1987; MCCAIG, 1989; CONNOLLY e COSGROVE, 1999). Os autores caracterizam estas áreas como right-hand bends ou left-hand-bends, sendo este conceito também semelhante ao utilizado para as estruturas anteriormente citadas e mostradas na figura 6.4. O padrão amendoado nas paredes de uma rocha onde ocorrem falhas do tipo splay vai produzir, de forma localizada, um intenso fraturamento, assim como a múltipla intersecção de falhas sincrônicas (da mesma época) em diferentes orientações, responsáveis pela alta densidade de fraturas na intersecção dos planos relacionados (TRIPP e VEARN 2004).

Cálculo da densidade de fraturamento e pontos de intersecção

O procedimento computacional empregado a partir do script PL-DENS da extensão Lineament Analysis para o cálculo de densidade tem como base o método de Hardcastle (1995). Segundo esta técnica é criada uma malha de pontos regular e a cada nó é construído um círculo, cujo raio de busca é estipulado pelo usuário (Figura 6.5). Ao final da operação é gerado um mapa de pontos (com coordenadas x e y) correspondentes aos centros de cada círculo, e os mesmos contém as informações gravadas em uma tabela 6.1 (.dbf) com a seguinte estrutura:

Tabela 6.1: Exemplo da estrutura da tabela gerada no cálculo de densidade e intersecção de fraturas por meio do script PL-DENS, empregando raio de 250 m. Onde: LENSUM: é a soma total do comprimento dos lineamentos; LENDENS: densidade do comprimento do lineamento dentro círculo, dividido pela área do círculo (unidade: km/km<sup>2</sup>); CNTSUM: à soma total do comprimento dos lineamentos; CNTDENS: corresponde ao número total de lineamentos dividido pela área do círculo; INTERSECT: corresponde ao número total de pontos de intersecção dos lineamentos; INTERDENS: n<sup>o</sup> de pontos de intersecção dos lineamentos dividido pela área do círculo; 90~80 até 80~90 (azimute): correspondem aos valores em cada intervalo.

| Ponto | X<br>(coord.) | Y<br>(coord.) | LENSUM | LENDENS | CNTSUM | CNTDENS | INTER-<br>SECT | INTER-<br>DENS | N90-80W | N80-70W | .... N | 70-80E N | 80-90E |
|-------|---------------|---------------|--------|---------|--------|---------|----------------|----------------|---------|---------|--------|----------|--------|
| 1     | 663358        | 7169305       | 0      | 0,00    | 0      | 0,00    | 1              | 5,09           | 0       | 0       | .....  | 0        | 0      |
| 2     | 663358        | 7169555       | 250    | 1,27    | 1      | 5,09    | 3              | 0,00           | 0       | 0       | .....  | 0        | 0      |
| 3     | 663358        | 7169805       | 548    | 2,79    | 2      | 10,19   | 0              | 0,00           | 0       | 0       | .....  | 0        | 0      |
| ..... | .....         | .....         | .....  | .....   | .....  | .....   | .....          | .....          | .....   | .....   | .....  | .....    | .....  |
| 11535 | 688858        | 7196805       | 827    | 4,21    | 2      | 10,19   | 2              | 10,19          | 0       | 0       | .....  | 0        | 0      |

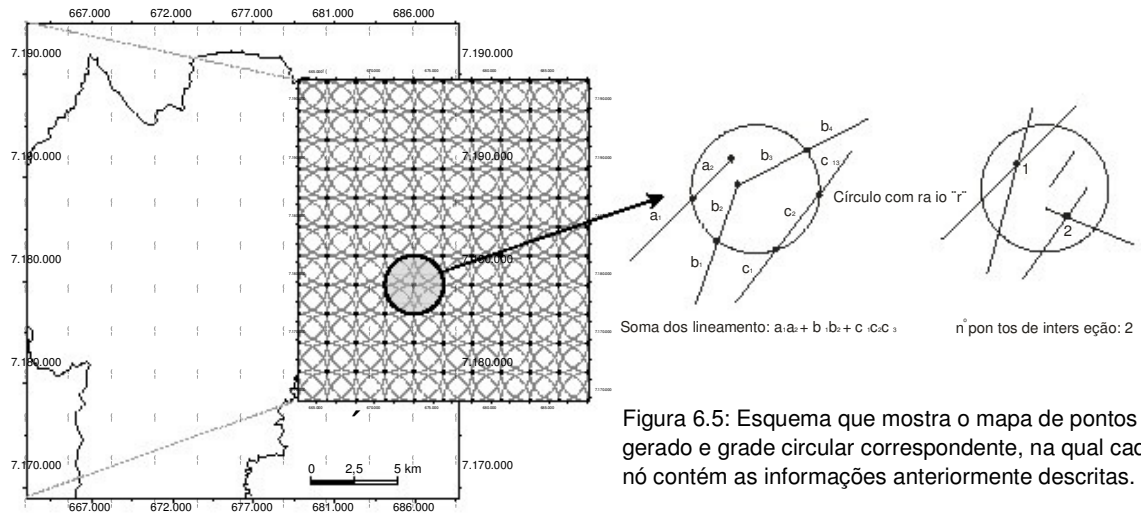


Figura 6.5: Esquema que mostra o mapa de pontos gerado e grade circular correspondente, na qual cada nó contém as informações anteriormente descritas.

Para visualizar a malha circular mostrada na figura 6.5, foi utilizado um outro script obtido de forma gratuita no sítio eletrônico da ESRI, de nome MILA GRID UTILITIES 1.3. Com as informações contidas em cada nó é possível utilizando-se o programa ArcView 3.2 ou Surfer reproduzir os valores de densidade ou intersecção de fraturas por meio de mapas de contornos. Na pesquisa foram testados diferentes raios para os círculos de busca com a preocupação de se evitar erros de sobrestimação ou superestimação. Quando se faz a contagem dos segmentos dentro de uma malha (circular, quadrada, entre outras) o que se mede é na verdade a densidade aparente, sendo este parâmetro dependente da escala em que é feita a amostragem, a exemplo do gráfico da figura 6.6. Verifica-se que quanto menor o raio do círculo, maior é a sobrestimação na análise.

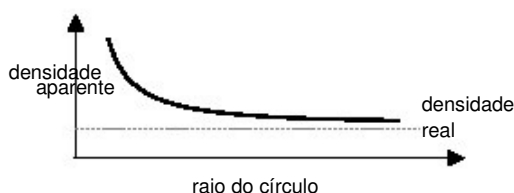


Figura 6.6: Relação que mostra a dependência entre o raio e a densidade real e aparente (mod. ROHRBAUGH et al. 2002).

Outro detalhe importante na amostragem circular é que os círculos sempre passam pelo centro do polígono vizinho, garantindo que as áreas sejam igualmente consideradas (MAULDON et al. 2001). Essa é a grande diferença da amostragem em malha circular em relação áreas amostradas em malha retangular, na qual a subestimação ou sobrestimação dos lineamentos é maior e o recobrimento é menos eficiente (Figura 6.7).

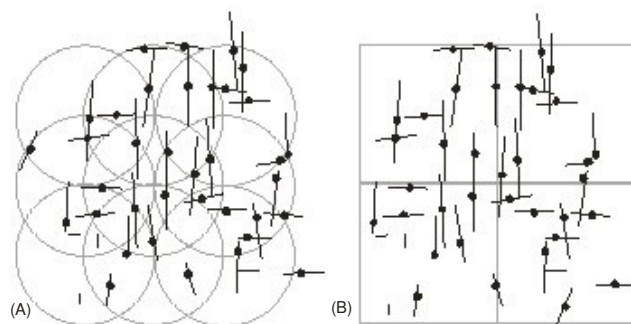


Figura 6.7: (a) Malha circular; (b) Malha retangular.

O parâmetro de densidade aparente é calculado somando-se o número de traços visíveis dentro do círculo e dividindo o resultado pela área desta malha de amostragem. Essa é a operação efetuada, por exemplo, na coluna CNTDENS gerada pela extensão Lineament Analysis. Mesmo que um lineamento apenas encoste na borda da malha de amostragem, o mesmo é considerado na contagem dos lineamentos, ocasionado conseqüentemente desvios na análise. Segundo Mauldon et al. (2001) e Rohrbaugh et al. (2002), para se obter a densidade real, deve-se medir o número de nós e dividir este valor pela área do círculo. Os nós, neste caso, são os pontos médios de cada segmento. Aqueles que caírem dentro da mesma área, serão

utilizados no cálculo, desde que o segmento esteja, no mínimo, 50% incluso na malha. Nesta situação, o comprimento de cada lineamento tem influência direta no cálculo de densidade. Aqueles traços que apenas tocam as bordas ou estão parcialmente inseridos na região, serão ignorados. Uma forma de testar o efeito do raio na sobrestimação ou subestimação é comparar a densidade real com a densidade aparente, conforme mostrado no esquema abaixo (Figura 6.8):

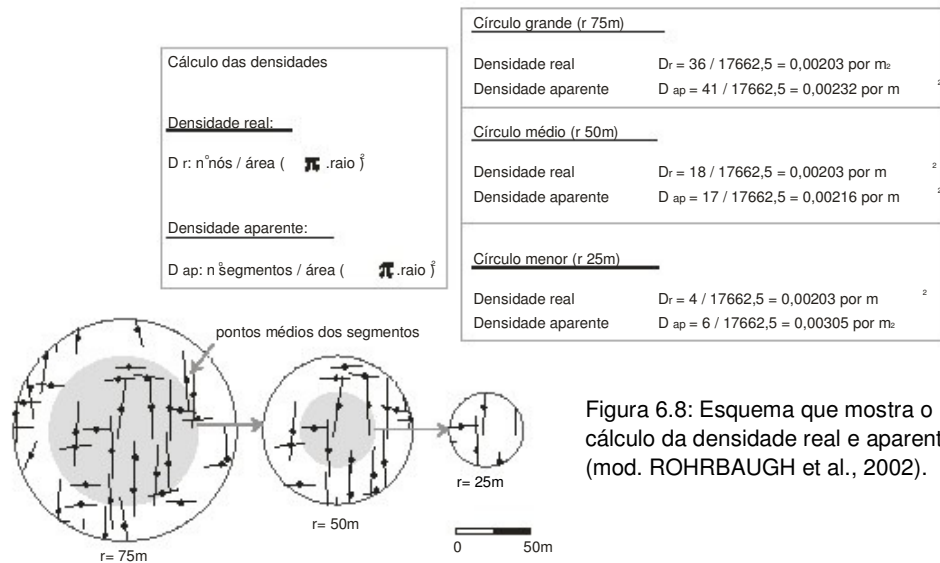


Figura 6.8: Esquema que mostra o cálculo da densidade real e aparente (mod. ROHRBAUGH et al., 2002).

Na figura 6.9 de acordo com os cálculos realizados para a mesma região (exemplo teórico) utilizando três diferentes raios para a amostragem circular, é possível verificar qual é o raio de amostragem onde há a melhor aproximação dos valores de densidade real e densidade aparente. No exemplo apresentado, a densidade real calculada para as três áreas de amostragem é sempre a mesma, confirmando o conceito empregado. Quanto a densidade aparente, o círculo médio é onde os valores de  $D_r$  e  $D_{ap}$  mais se aproximam. Na atual análise foram feitos testes com diferentes raios de amostragem, buscando identificar o tamanho mais adequado para interpolar a densidade aparente das fraturas.

Na presente caso apesar de terem sido interpolados mapas de densidade aparente de fraturas, os mesmos não devem ser considerados de forma isolada para avaliar a favorabilidade hidrogeológica em uma região. Na literatura vários autores criticam o uso apenas deste parâmetro como forma de avaliação de circulação de água subterrânea, pois com frequência o que se observa é que redes densas de fraturas paralelas, por exemplo, não estão necessariamente hidraulicamente conectadas. Por esta razão é vital a compreensão da tectônica rúptil, sendo a intersecção dos planos nas famílias de fraturas conjugadas é o fator de maior importância (BERKOWITZ, 2002; ODLING et al. 1999). Para os autores a conectividade em um sistema de fraturas depende da orientação dos planos e da distribuição do tamanho dos mesmos (BALBERG e BINENBAUM, 1983). Com base na relação de densidade real e densidade



aparente, verificou-se que na área considerada no Complexo Atuba, embasamento da Bacia de Curitiba, o raio de amostragem mais apropriado para gerar o mapa de densidade de fraturas é aquele de valor igual a 4000 m, conforme pode ser observado no detalhe da figura 6.9 (A) e na tabela 6.2. O resultado da interpolação é mostrado na figura 6.9 (B).

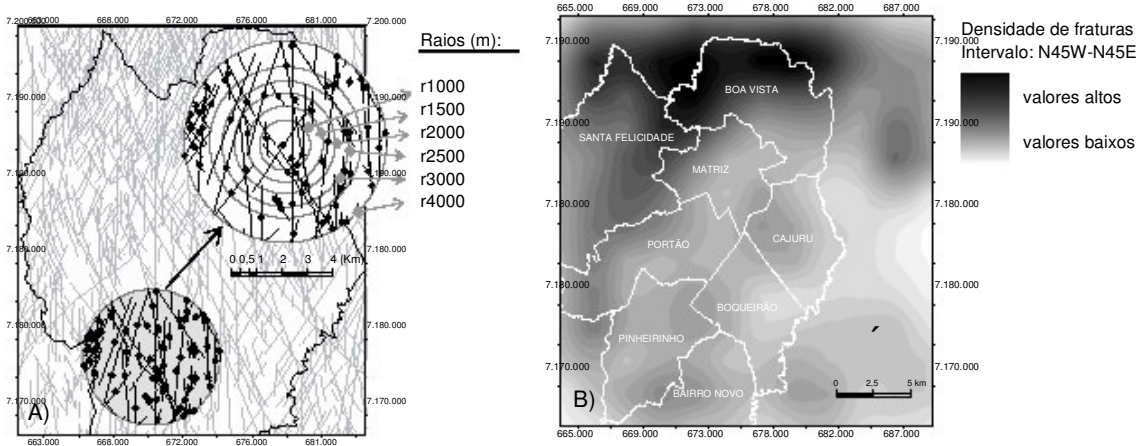


Figura 6.9: (a) Detalhe mostrando os diferentes raios testados para realizar o cálculo de densidade de fraturas; (b) Mapa de contornos que mostra os valores obtidos para o parâmetro de densidade de fraturas utilizando o intervalo dos planos entre N45W a N45E.

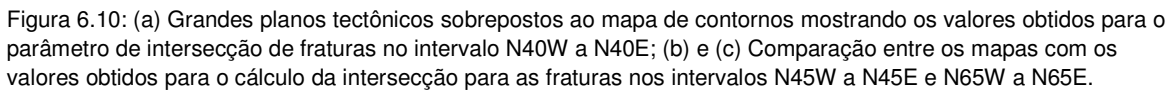
Tabela 6.2: Valores calculados para a densidade real e aparente nas áreas de amostragem do detalhe da figura 6.10.

| Círculo (raio)    | Área (m²) | nº segmentos | Pontos médios | DENSIDADE REAL | DENSIDADE APARENTE |
|-------------------|-----------|--------------|---------------|----------------|--------------------|
| círculo r1000 (m) | 3140000   | 9            | 5             | 0,000002       | 0,000003           |
| círculo r1500 (m) | 7065000   | 15           | 8             | 0,000001       | 0,000002           |
| círculo r2000 (m) | 12560000  | 26           | 16            | 0,000001       | 0,000002           |
| círculo r2500 (m) | 19625000  | 39           | 25            | 0,000001       | 0,000002           |
| círculo r3000 (m) | 28260000  | 49           | 35            | 0,000001       | 0,000002           |
| círculo r4000 (m) | 38465000  | 90           | 68            | 0,000002       | 0,000002           |

Em termos de favorabilidade para água subterrânea, o parâmetro de intersecção das fraturas, calculado por meio da extensão Lineament Analysis, é o que melhor apresentou correlação com as variáveis hidrogeológicas. Após terem sido realizados testes com diferentes raios de busca e diferentes famílias de fraturas, o cálculo do parâmetro de intersecção com um raio de 250 m ou até 500 m, onde são considerados somente os planos conjugados e as falhas mestras, apresenta boa coincidência com os valores reais de vazão e capacidade específica medidos nos poços tubulares profundos. Ao contrário do parâmetro da densidade de fraturas, ao escolher o raio de busca para os planos de intersecção, quanto menor o círculo, maior é a representatividade da malha. Também ocorre uma boa coincidência dos valores de maior intersecção de fraturas onde foram descritos nos perfis geológicos das sondagens para água subterrânea, a presença de zonas de falhas e/ou faixas fraturas. Para representar este parâmetro,

os valores obtidos com o cálculo realizado pela extensão de análises de lineamentos foram interpolados utilizando a krigagem pelo programa Surfer, resultando em diferentes mapas de contornos reamostrados no programa ArcGis. Para testar a variabilidade e anisotropia dos dados foram feitos variogramas com os resultados do parâmetro da intersecção. A primeira imagem (Figura 6.10 - A) mostra as estruturas principais da área sobrepostas ao mapa de contornos representando a intersecção de fraturas no intervalo entre N45W a N45E por meio de uma escala de cores (vermelho: maior conectividade; cinza: valores baixos) e em (B) podem ser vistos apenas o resultado do cálculo do parâmetro de intersecção. Também foram realizados testes com todos os lineamentos mapeados ou com os planos no intervalo entre N65W a N65E (Figura 6.10 - C). O padrão encontrado em ambas as situações foi bem diferenciado daquele observado só com as fraturas conjugadas não tendo havido boa correspondência com os valores reais de vazão ou capacidade específica. Com a inclusão de todos os lineamentos da área ou mesmo daqueles no intervalo de N65W a N65E há uma grande sobrestimação do parâmetro de intersecção a norte da cidade de Curitiba. Nos variogramas realizados para ambos os intervalos (Figura 6.10 D e E), a direção de maior continuidade e menor variância dos dados foi a N-S (90°) e o gráfico onde o ajuste empregando o modelo esférico, mostrou os menores erros e maior continuidade das variáveis, foi aquele realizado com os valores de intersecção das fraturas somente no intervalo N45W a N45E (D). Isso é mais um indicativo de que embora a região apresente fraturas em quase todas as direções, em termos hidrogeológicos destacam-se os planos conjugados e as falhas mestras associadas ao campo de tensão mais recente ou pré-atual. Ao serem comparadas as estruturas com o resultado obtido verifica-se que os grandes planos tectônicos estão posicionados, na maioria, sobre valores altos do parâmetro de intersecção e dentre todas as estruturas, destaca-se a falha inferida sobre o alinhamento de relevo onde estão encaixados o rio Belém, a falha do Passaúna e os planos N-S. Segundo Odling et al. (1999), a maior conectividade de fraturas pode ser definida quantitativamente como proporcional ao comprimento total do traço que pertence ao agrupamento (cluster) mais largo, e como se observa na área, as falhas mestras demonstram ter grande influência sobre a circulação da água subterrânea no aquífero fraturado, assim como os planos conjugados, estes responsáveis pela conexão da rede.

No capítulo de integração dos dados serão mostrados com detalhe os valores de capacidade específica e vazão dos poços tubulares profundos foram inseridos no mapa de contornos com a variável intersecção de fraturas no intervalo entre N45W a N45E.



141

## 7. ANÁLISE DAS VARIÁVEIS HIDROGEOLÓGICAS

A compilação de dados de 1672 poços tubulares profundos na região metropolitana de Curitiba (RMC), dentre os quais 1356 (1068 casos com coordenadas geográficas) no município entre os anos de 1954 e 2004, é a base<sup>1</sup> nesta pesquisa para realizar um estudo comparativo entre parâmetros hidráulicos e a caracterização das fácies hidrogeoquímicas presentes no Aquífero Atuba. Em função da natureza dos dados as análises hidrogeológicas são tratadas em duas etapas: na primeira parte do capítulo é calculada a estatística exploratória das variáveis quantitativas e qualitativas dos poços tubulares e, posteriormente são avaliados os parâmetros físico-químicos da água.

### 7.1 Estatística exploratória dos padrões gerais das variáveis dos poços tubulares profundos

Um primeiro reconhecimento espacial da distribuição e comportamento das variáveis relacionadas aos poços tubulares foi apresentado em Chavez-Kus e Salamuni (2003) e para tanto foram selecionados 864 poços localizados, no município. As informações da pesquisa anterior (CHAVEZ-KUS e SALAMUNI, 2003) e as do cadastro atual, armazenam dados históricos e permitem uma análise comparativa entre si, bem como avaliar as mudanças ocorridas no meio. Com informações referentes a poços perfurados a profundidades maiores é possível, por exemplo, uma visão diferenciada do aquífero, tornando evidente a importância da reinterpretação dos dados.

A análise estatística exploratória objetiva o reconhecimento espacial das variáveis, suas tendências e evoluções ao longo dos anos. Visto que na cidade de Curitiba o adensamento de poços tubulares profundos nas áreas urbanizadas é grande, como é o caso do centro da cidade, em função da proximidade dos condomínios nem sempre é possível respeitar uma margem de segurança que evite a interferência entre poços ao se realizar novas sondagens. Neste sentido, a fim de evitar perda de volume do poço, as sondagens buscam água em profundidades maiores. Tal situação demonstra a importância de se trabalhar com um banco de dados atualizado que permita às empresas de perfuração e os órgãos responsáveis a tomada de decisão.

Antes de iniciar as análises, uma breve consideração é feita quanto à segregação dos poços tubulares que apresentam revestimento e filtro daqueles que teoricamente captam água apenas do embasamento da Bacia de Curitiba. Pelo cadastro hidrogeológico os poços mais antigos, anteriores a década de 90 e com profundidade média de até 100 m, foram construídos

---

<sup>1</sup> A tabela base com o cadastro hidrogeológico da Tese, encontram-se em CD (Anexo 3 - arquivo digital).

em geral com filtros, enquanto que os poços atuais normalmente são revestidos até a rocha, de onde a água é retirada. Porém como a água pode migrar pelas fraturas da superfície em direção às maiores profundidade, os poços captam, provavelmente na maioria dos casos, águas mistas. Não é certeza absoluta que a água de um poço revestido é 100% do aquífero fraturado. Embora esta seja uma variável qualitativa valiosa, em vista da grande heterogeneidade e, freqüentemente, ausência de informações sobre a parte construtiva dos poços, a seleção e a avaliação tanto dos parâmetros hidráulicos das sondagens quanto das análises físico-químicas das águas não levou em consideração o uso de filtros. Dentre os 1672 casos que constam no cadastro, apenas 221 poços com coordenadas geográficas apresentam o perfil construtivo.

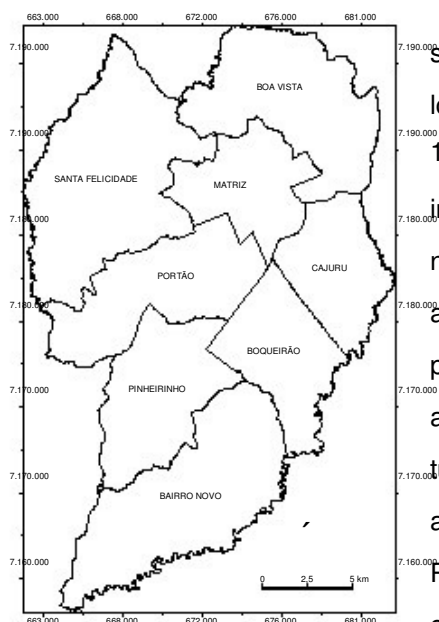


Figura 7.1: Zoneamento do município de Curitiba, conforme IPPUC (2005).

Os gráficos estatísticos apresentados na seqüência sintetizam o comportamento das seguintes variáveis: localização, ano, profundidade, vazão, capacidade específica, 1ª entrada de água, nível estático e nível dinâmico. Com o intuito de melhorar a representação dos valores baixos ou altos nos gráficos, foi efetuado em alguns testes estatísticos a aplicação da função  $\log_{10}$  aos valores de algumas variáveis, principalmente dos valores de capacidade específica. Outro avanço obtido na pesquisa atual é a avaliação dos poços tubulares profundos de Curitiba por sub-áreas menores, de acordo com a divisão regional criada pelo Instituto de Planejamento Urbano de Curitiba - IPPUC (2005), que divide o município de Curitiba em 8 setores regionais: Boqueirão, Portão, Pinheirinho, Matriz, Santa Felicidade, Bairro Novo, Boa Vista e Cajuru (Figura 7.1).

Seguindo esta premissa, somente os primeiros testes, empregando gráfico de setores em círculos e gráficos em barras, são realizados com os dados em conjunto. A seguir as medianas das variáveis anteriormente mencionadas são apresentadas separadamente em gráficos do tipo box-plot, conforme as oito divisões regionais e por bairros, conseqüentemente, o número de amostras varia de uma análise para a outra. Os gráficos com a mediana estatística, tem por objetivo ajudar na compreensão da avaliação da potencialidade hidrogeológica local.

#### Variável Categoria (tipo de usos)

No centro e bairros mais próximos, os principais usuários dos poços tubulares profundos são os condomínios e empresas privadas, enquanto que nas áreas mais afastadas, como é o caso



do bairro CIC, predomina o uso industrial. Para exemplificar essa distribuição em %, foi realizado o gráfico de setores em círculos que mostra os diferentes tipos de usos (Figura 7.2).

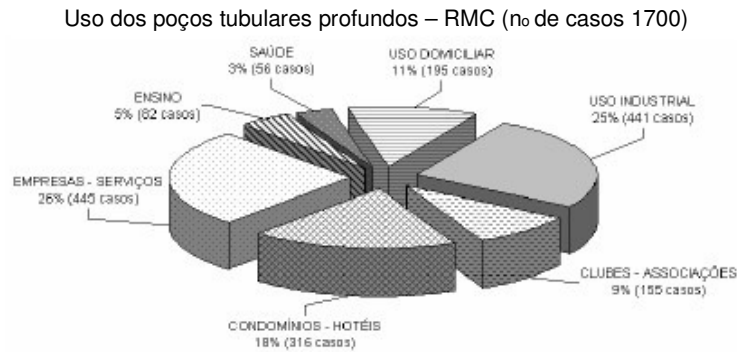


Figura 7.2: Distribuição de uso dos poços tubulares profundos na cidade de Curitiba e circunvizinhança.

### Variáveis profundidade e demanda dos poços na RMC

Em grande parte a melhoria das tecnologias de perfuração e a busca de maior produção, mesmo em áreas bem adensadas vem induzindo a perfuração de poços mais profundos (Figura 7.3, A). Embora haja a tendência da diminuição da produtividade com o aumento de poços com a profundidade, na RMC várias ocorrências pontuais mostram que valores de vazão e capacidade específica, não necessariamente baixos, podem ser observados em poços perfurados a mais de 200 metros. Segundo o cadastro, as perfurações de poços tubulares profundos na área de estudo tem alcançado nas últimas décadas profundidades maiores com até 458 m. No entanto, os dados ainda são limitados para que se possa fazer uma relação direta com todos os casos existentes, já que a grande maioria dos casos tem a profundidade média de 150 m.

Para mostrar que a quantidade de poços vem crescendo continuamente é apresentada no gráfico (B) a relação da variável versus diferentes intervalos em anos, onde pode ser visto o nítido aumento na demanda de novos poços.

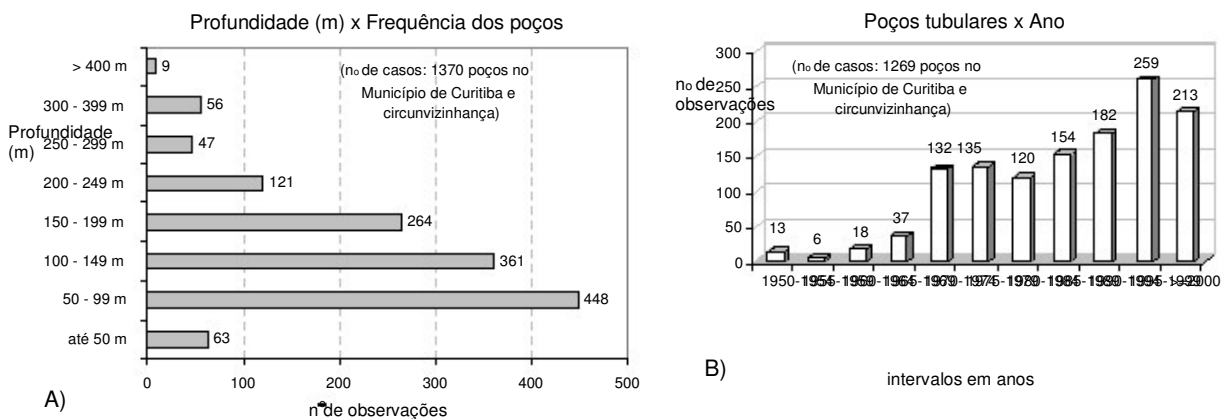


Figura 7.3: (a) Profundidade (m) versus a frequência dos poços; (b) Relação da quantidade de poços pela demanda em um intervalo de anos.

A partir do ano 2000 nem todas as sondagens constam no cadastro, no entanto, segundo o relato das empresas de poços tubulares profundos, a barra de crescimento neste período deve superar o intervalo anterior.

#### Variáveis vazão (Q) e capacidade específica (Q/s)

De acordo com os dados analisados (995 casos que contém a variável só no município de Curitiba), o total potencial da vazão dos poços tubulares profundos na cidade é de 1,62 m<sup>3</sup>/s (5803,69 m<sup>3</sup>/h). Esse valor corresponde a cerca de 20% do potencial total de demanda de água apenas no município, o que evidencia a importância do aquífero fraturado como uma alternativa para suprir o déficit da cidade. Segundo Rosa Filho et al. (1996) a demanda de água prevista para o ano 2020 foi calculada em torno de 12,74 m<sup>3</sup>/s, neste caso com os dados atuais disponíveis, o aquífero fissural equivaleria a 12,71 % do potencial total de água.

Com relação à vazão, a mediana geral de exploração obtida nos poços de Curitiba é 4 m<sup>3</sup>/h, sendo que 541 casos analisados para a variável 1ª entrada de água indicam que 51,75 % das fraturas produtoras são interceptadas até a profundidade de 50 m (Figura 7.4 A e B).

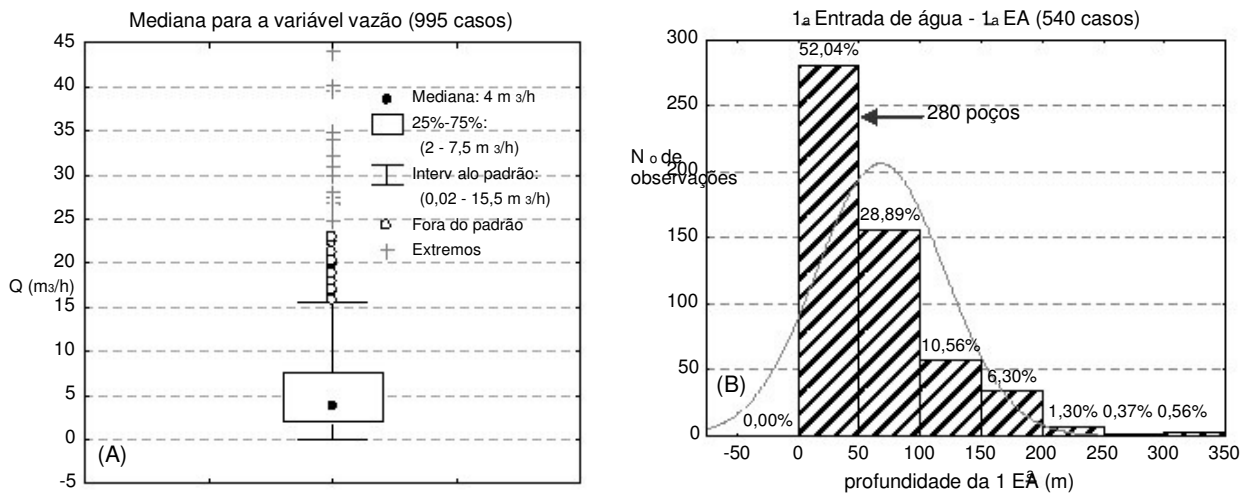


Figura 7.4: (a) Frequência versus a profundidade dos poços (m); (b) Relação da quantidade de poços pela demanda em um intervalo de anos.

Notar que embora este seja o intervalo mais freqüente da 1ª EA, há registros de contribuições em profundidades acima de 150 m e até mesmo após os 300 m (ver figura 7.6 B).

A variável capacidade específica, obtida quando a vazão é dividida pela diferença entre nível dinâmico e o nível estático, corresponde à quantidade de água retirada do poço por unidade de tempo e de rebaixamento. Embora a determinação da capacidade específica apresente erros induzidos pela heterogeneidade do meio e seja susceptível a fenômenos de perda

de carga do aquífero e do poço, ao equipamento e ao tempo de bombeamento, muitos autores ainda consideram esta variável como sendo o indicador mais seguro da produção de um poço se comparado com a vazão (PARIZEK e SIDDIQUI, 1971; KNOPMAN e HOLLYDAY, 1993; CHILTON e FOSTER, 1995). No entanto, deve-se considerar que as propriedades hidráulicas do meio aplicam-se ao condutor, ou seja, ao poço, bloco de rochas e fraturas conectadas direta ou indiretamente ao poço e não ao aquífero fraturado como um todo. Com esta preocupação, a variável capacidade específica ( $Q/s$ ) foi usada como um indicador pontual de produtividade e as extrapolações para o restante da área, como mapa de krigagem foram feitas apenas com a variável vazão, embora também de forma criteriosa como é discutido no capítulo 8.

O valor máximo de capacidade específica é  $19 \text{ m}^3/\text{h.m}$ , com mediana de  $0,11 \text{ m}^3/\text{h.m}$  e com 75% dos dados apresentando valores inferiores a  $0,32 \text{ m}^3/\text{h.m}$ . Os gráficos mostrados na figura 7.5 ilustram intervalos mais representativos das frequências das variáveis  $Q$  e  $Q/s$ , onde se nota que, embora a variável capacidade específica seja, em geral, um dado pessimista quando comparado a vazão, ocorrem na região vários casos para os quais, os valores de  $Q/s$  indicam poços com produtividade média a alta.

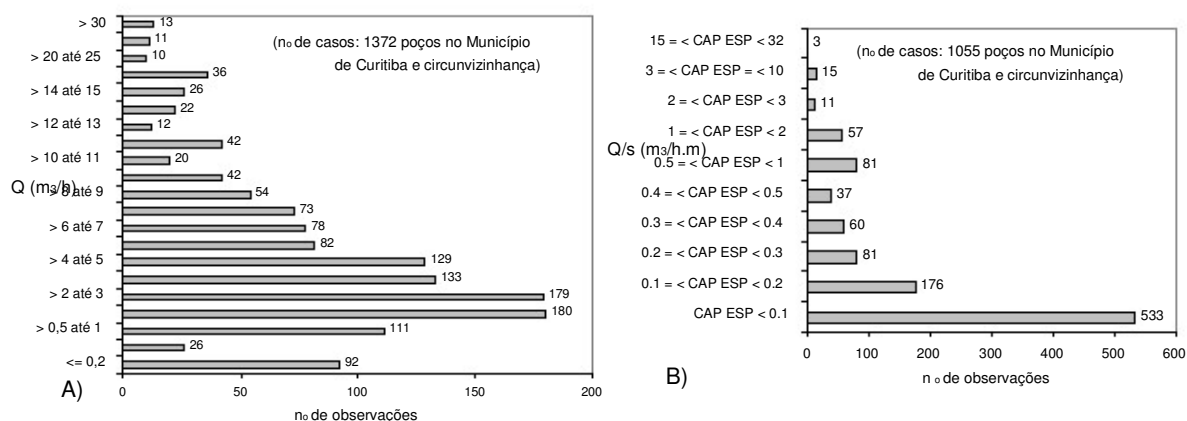


Figura 7.5: (a) e (b) Frequência das variáveis vazão ( $Q$ ) e capacidade específica ( $Q/s$ ) de acordo com intervalos de classes.

Os gráficos do tipo box-plot tem a finalidade de representar a mediana das variáveis por bairros, este por sua vez de acordo com os oito setores criados pelo IPPUC (2005).

## 7.2. Padrões das variáveis hidrogeológicas dos poços tubulares por setores no Município

O objetivo de fazer os testes estatísticos com a representação das mediadas das variáveis hidrogeológicas de acordo com a divisão regional, por setores e bairros, é de facilitar a visualização das características hidráulicas gerais e as faixas de produtividade de maior destaque nos locais.



Os bairros com as medianas mais altas são o Centro Cívico, o Alto da Glória, o Bom Retiro e o Prado Velho. Para os poços perfurados com profundidades superiores a 150 m (86 casos), o bairro Centro Cívico continua sendo o de maior destaque com uma mediana da vazão com 5 m<sup>3</sup>/h (B).

#### Variável capacidade específica - Q (m<sup>3</sup>/h.m)

Em termos de produtividade, novamente o bairro com o valor mais alto de Q/s é o Centro Cívico (0,7 m<sup>3</sup>/h.m) até a profundidade de 150 m (182 casos) (Figura 7.7, A). A partir de 150 m (82 casos) os bairros que apresentam as medianas com os valores mais altos são o Cristo Rei e o Prado Velho com 0,34 e 0,33 m<sup>3</sup>/h.m, respectivamente (Figura 7.7, B).

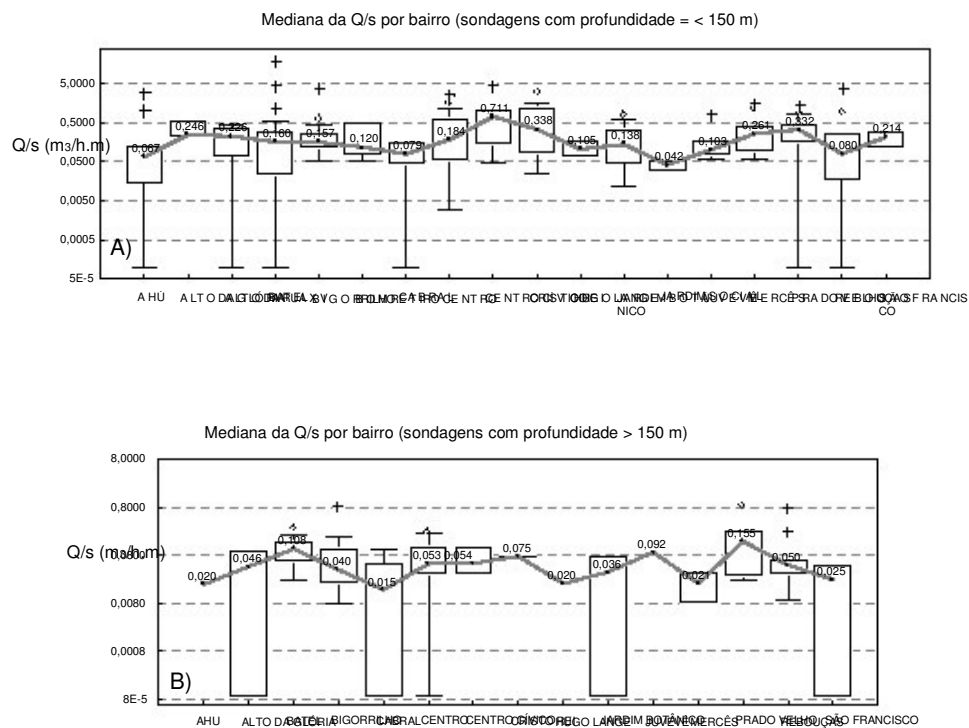


Figura 7.7: Mediana da variável Q/s por faixa de profundidade: (a) Poços com até 150 m de profundidade; (b) Profundidades maiores que 150 m.

#### Variável 1ª entrada de água - EA (m)

Quanto a variável 1ª EA dos poços perfurados com até 150 m de profundidade (106 casos) é notável o destaque no Batel, onde a mediana de EA é 96 m (Figura 7.8, A). No bairro Jardim Botânico também ocorre tendência central da variável 1ª EA a profundidade maior (mediana igual a 74 m).



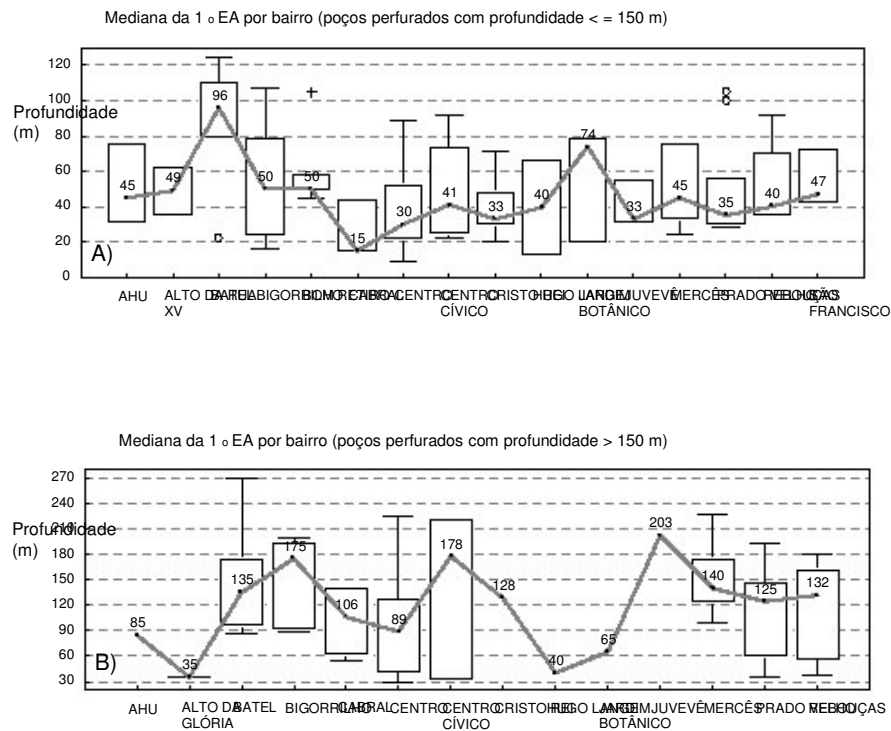


Figura 7.8: Mediana da variável 1ª entrada de água por faixa de profundidade na região da Matriz: (a) Poços com até 150 m de profundidade; (b) Profundidades maiores que 150 m.

No restante dos bairros a maior incidência da variável está localizada no intervalo entre 40 a 50 m. No gráfico (B) que mostra os poços mais profundos que 150 m, em vários locais a 1ª EA ocorre a partir dos 100 m de profundidade (total de poços analisados: 65 casos).

#### Variável nível estático - NE (m)

No geral a variabilidade no comportamento de NE é grande, porém foram registrados no bairro do Batel, seguido do bairro do Alto da Glória e Mercês vários poços nos quais o nível estático e a 1ª entrada de água ocorrerem juntas em cotas mais profundas, principalmente naquelas sondagens perfuradas com mais 150 m de profundidade (86 casos), figura 7.9 (A e B). Em termos hidráulicos isso pode ser um indicativo de que os poços captam água subterrânea de porções fraturadas mais profundas no embasamento.

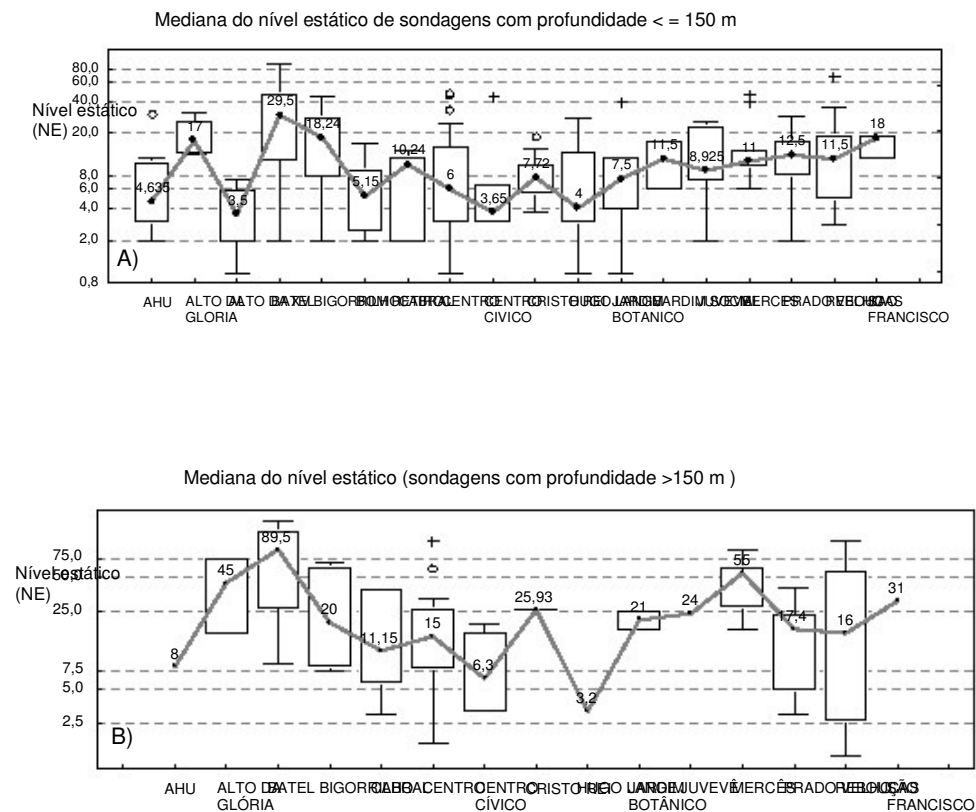


Figura 7.9: Mediana da variável nível estático por faixa de profundidade na região da Matriz: (a) Poços com até 150 m de profundidade; (b) Profundidades maiores que 150 m.

#### Variável nível dinâmico - ND (m)

Para avaliar esta variável foram utilizados 178 poços tubulares perfurados com até 150 m de profundidade e 79 casos onde as perfurações foram além dos 150 m (Figura 7.10, A e B). Verifica-se que em ambos os casos no bairro Batel é onde ocorrem os maiores desvios padrões tanto de valores altos quanto baixos.

Já no bairro do Centro Cívico a variável mostra a menor mediana da série de valores de rebaixamento (22 m), ao contrário do bairro Mercês, com a mediana aos 160 m. No geral os poços com menos que 150 m de profundidade mostram a mediana do rebaixamento com tendência central próxima aos 53 m.

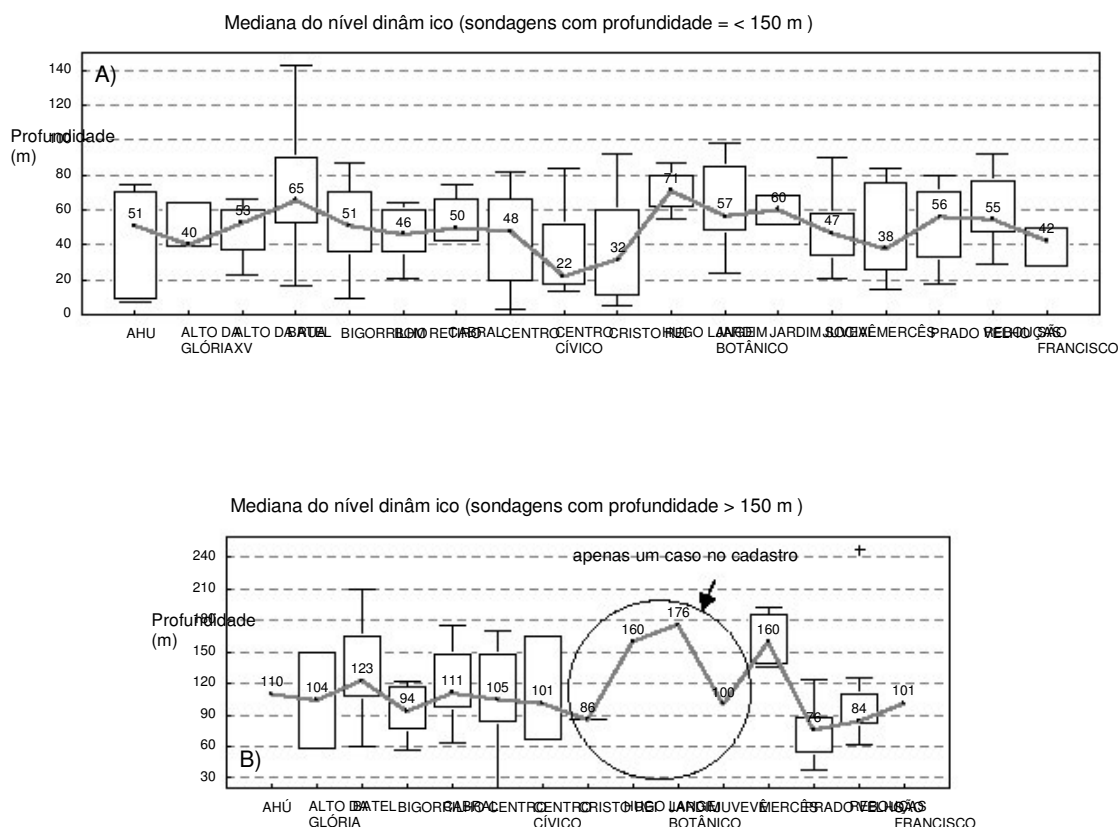


Figura 7.10: Mediana da variável nível dinâmico por faixa de profundidade na região da Matriz: (a) Poços com até 150 m de profundidade; (b) Profundidades maiores que 150 m.

## 7.2.2. Divisão regional de Santa Felicidade

### Variáveis vazão - Q (m³/h) e capacidade específica Q/s (m³/h.m)

Nesta região os poços com as maiores medianas da série de valores da vazão (173 casos) são vistos no bairro Campina do Siqueira, no Seminário e no Riviera, entre 7 e 8 m³/h. O valor geral da vazão é de 3,5 m³/h (Figura 7.11, A). No Butiatuvinha a mediana de Q tem o valor mais baixo (1 m³/h) e a maioria dos poços tem profundidade inferior aos 100 m. Por outro lado, dois poços de 356 e 386 m de profundidade apresentam as vazões, respectivamente, de 3,3 e 2,3 m³/h mostrando, neste caso, que os poços mais profundos nem sempre são os que apresentam as menores vazões. Com relação a Q/s (145 casos) a variabilidade geral é grande, no entanto, os valores mais altos da mediana com também são encontrados nos bairros Campina do Siqueira (0,6 m³/h.m) e Riviera (0,5 m³/h.m). A mediana mais baixa com a Q/s está no bairro Butiatuvinha (Figura 7.11, B).

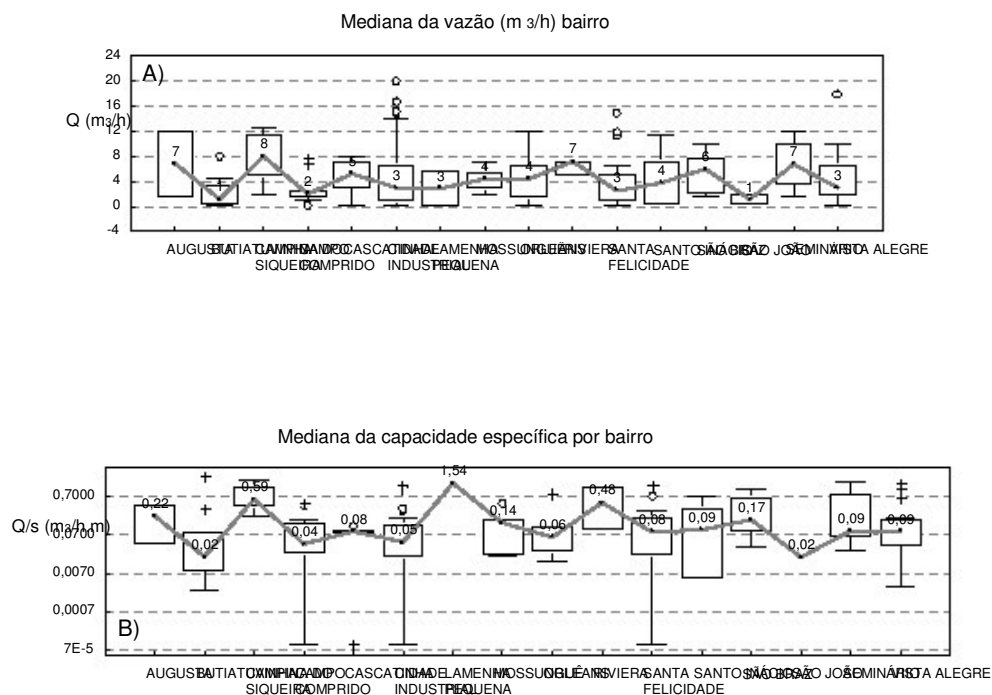


Figura 7.11: (a) Valores da mediana da vazão dos poços tubulares profundos na divisão regional de Santa Felicidade; (b) Mediana da variável capacidade específica.

### Variáveis 1ª entrada de água (EA) e nível estático - NE (m)

O valor geral para a mediana da 1ª entrada de água na divisão regional de Santa Felicidade (92 casos) é próximo aos 38 m e para o nível estático (137 casos) aos 10 m (Figura 7.12, A e B). No bairro Cascatinha é onde ocorrem os valores mais discrepantes em ambas as variáveis.

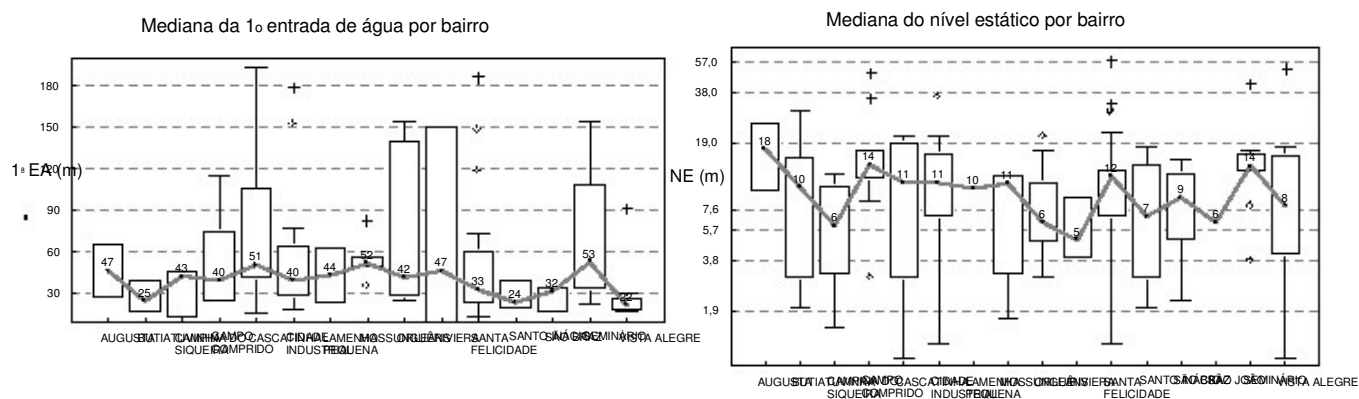


Figura 7.12: (a) Mediana por bairro da variável 1ª entrada de água; (b) Medianas da variável nível estático.

### 7.2.3. Divisão regional do Portão

#### Variáveis vazão - $Q$ ( $m^3/h$ ) e capacidade específica $Q/s$ ( $m^3/h.m$ )

Nos bairros Campo Comprido, Guaíra, Fazendinha e Parolin é onde se observam os valores mais altos das medianas da vazão entre 6 e 12  $m^3/h$  (Figura 7.13, A). Um caso extremo ocorre no bairro Santa Quitéria, cujo poço apresentou 30  $m^3/h$  e capacidade específica de 1  $m^3/h.m$ . Capacidades específicas médias a altas também foram registradas em poços nos bairros Campo Comprido e Fazendinha (Figura 7.13, B). Um poço aos 264 m de profundidade, no bairro da Água Verde, teve vazão medida com 16  $m^3/h$  e  $Q/s$  com 3,2  $m^3/h.m$ , o que pode ser considerado como bastante produtivo. No mesmo bairro outro poço na praça do Japão mostrou  $Q$  de 18  $m^3/h$ . Com dados de vazão  $Q$  ( $m^3/h$ ) e capacidade específica ( $m^3/h.m$ ) foram realizados os gráficos da figura 7.13 (A e B)

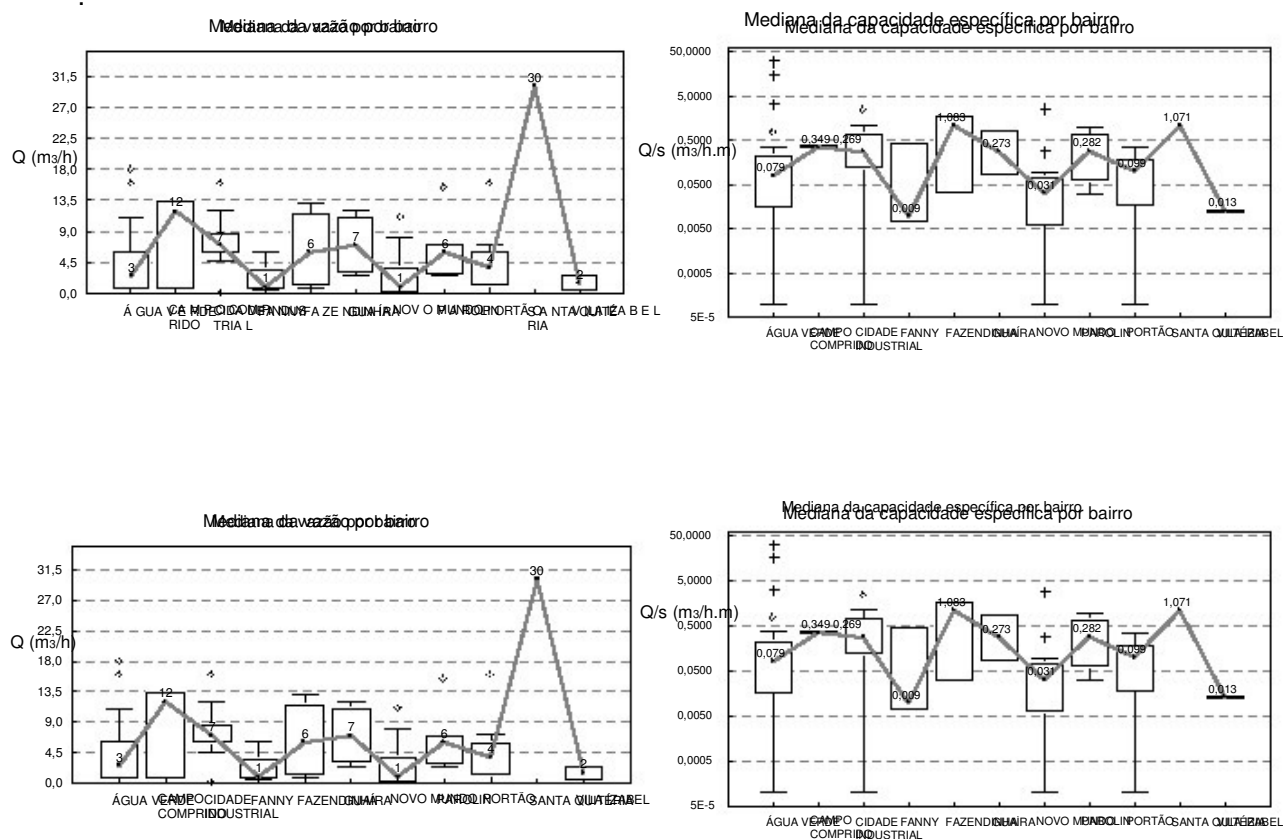


Figura 7.13: (a) Valores da mediana da vazão dos poços tubulares profundos na divisão regional do Portão; (b) Mediana da variável capacidade específica.



### Variáveis 1ª entrada de água - 1ª EA (m) e nível estático - NE (m)

No bairro Água Verde é onde ocorre a maior amplitude de valores das variáveis 1ª EA – (48 casos) e NE (78 casos) em relação aos valores gerais (Figura 7.14, A e B). Os poços neste bairro (40 casos) apresentam a profundidade média de 106 m, mediana da 1ª EA igual a 145 m e NE igual a 57 m.

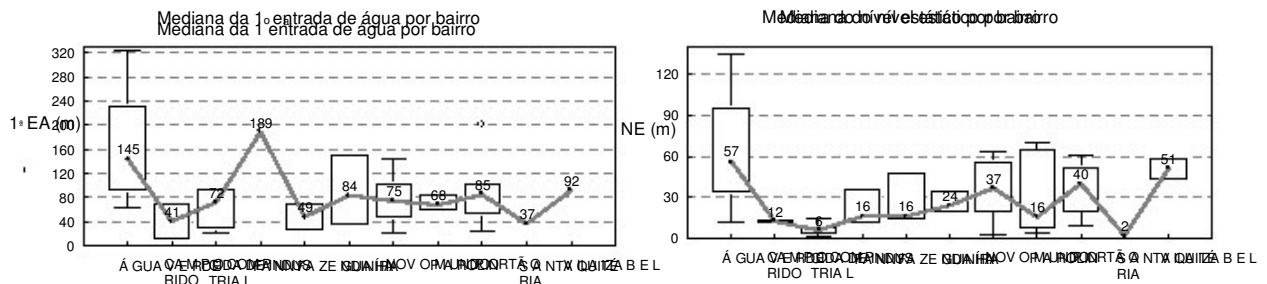


Figura 7.14: (a) Mediana por bairro da variável 1ª entrada de água; (b) Medianas da variável nível estático para os poços situados na divisão regional do Portão.

### 7.2.4. Divisão regional do Boa Vista

### Variáveis vazão - Q (m³/h) e capacidade específica Q/s (m³/h.m)

No bairro Barreirinha e São Lourenço podem ser vistos os valores mais altos da mediana da vazão, entre 10 e 11 m³/h (Figura 7.15, A). No São Lourenço também foi verificada a mediana mais alta da capacidade específica com 1,09 m³/h.m (Figura 7.15, B). Ao todo foram utilizados para os testes 95 poços com a variável Q e 78 casos com Q/s.

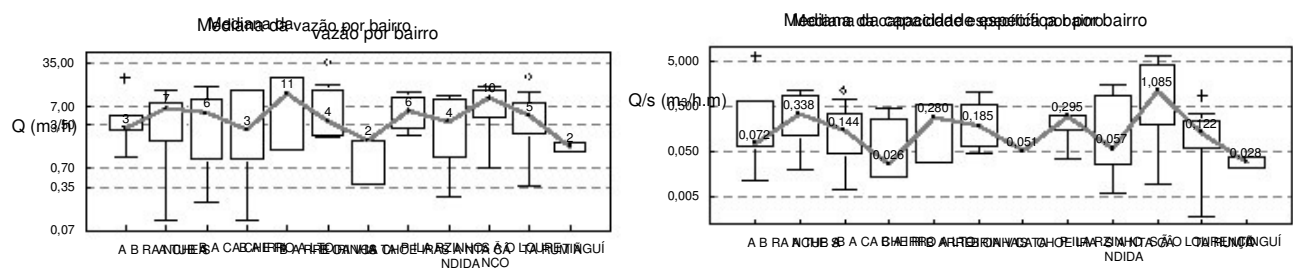


Figura 7.15: (a) Valores da mediana da vazão dos poços tubulares profundos na divisão regional do Boa Vista; (b) Mediana da variável capacidade específica.

Variáveis 1ª entrada de água - 1ª EA (m) e nível estático - NE (m)

A mediana com o valor mais profundo (aos 68 m) para o conjunto de dados da variável 1ª entrada de água, ocorre no bairro da Santa Cândida (Figura 7.16, A). Já a mediana geral para a variável NE em todos os bairros da divisão regional do Boa Vista mostra valor próximo aos 9 m de profundidade (B). O número de casos analisados para a variável 1ª entrada de água foi de 50 poços e 80 poços para a variável nível estático.

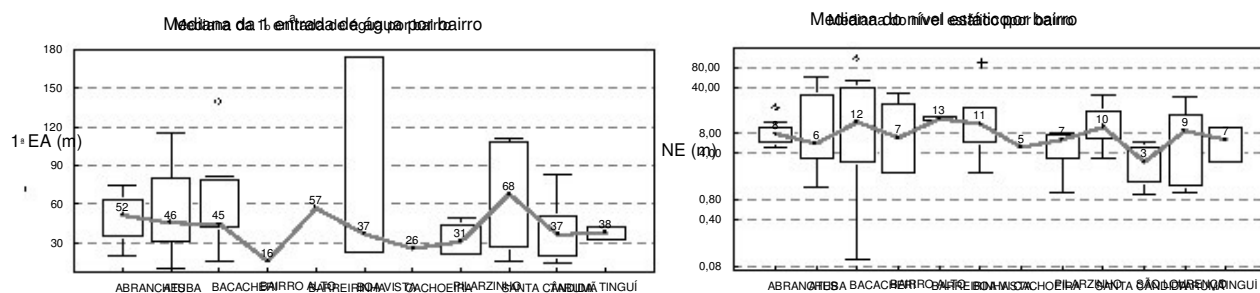


Figura 7.16: (a) Mediana por bairro da variável 1ª entrada de água; (b) Medianas da variável nível estático para os poços situados na divisão regional do Boa Vista.

#### 7.2.5. Divisão regional do Cajuru

Variáveis vazão - Q (m<sup>3</sup>/h) e capacidade específica Q/s (m<sup>3</sup>/h.m)

Dos 43 casos, a mediana geral da vazão encontrada para os bairros da divisão regional do Caju é próxima aos 3 m<sup>3</sup>/h (Figura 7.17, A), enquanto que a capacidade específica (37 casos) mostra valores em geral baixos (Figura 7.17, B), exceto um poço no Uberaba com 88 m de profundidade e que apresenta vazão de 20 m<sup>3</sup>/h e capacidade específica com 1,1 m<sup>3</sup>/h.m.

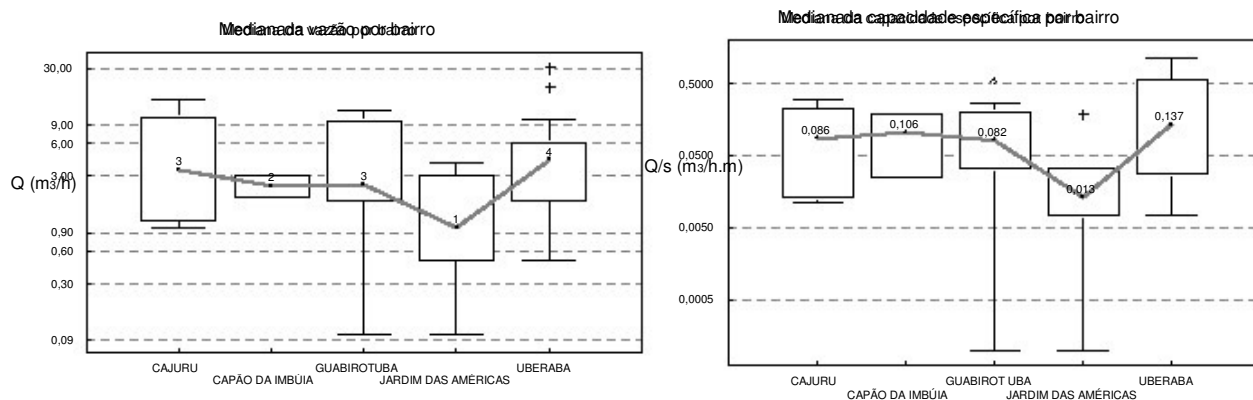


Figura 7.17: (a) e (b) Mediana da vazão e capacidade específica por bairro na divisão regional do Cajuru.

### Variáveis 1ª entrada de água - 1ª EA (m) e nível estático - NE (m)

No bairro Jardim das Américas tanto a variável 1ª EA (18 poços) quanto NE (35 poços) apresentam os valores das medianas próximo aos 85 m (Figura 7.18, A e B). Exceção é feita no caso de um poço com 400 m de profundidade,  $Q = 3 \text{ m}^3/\text{h}$  e NE aos 51 m. O rebaixamento do poço, no entanto, foi de 241 m (na prática o poço pode ser considerado como seco).

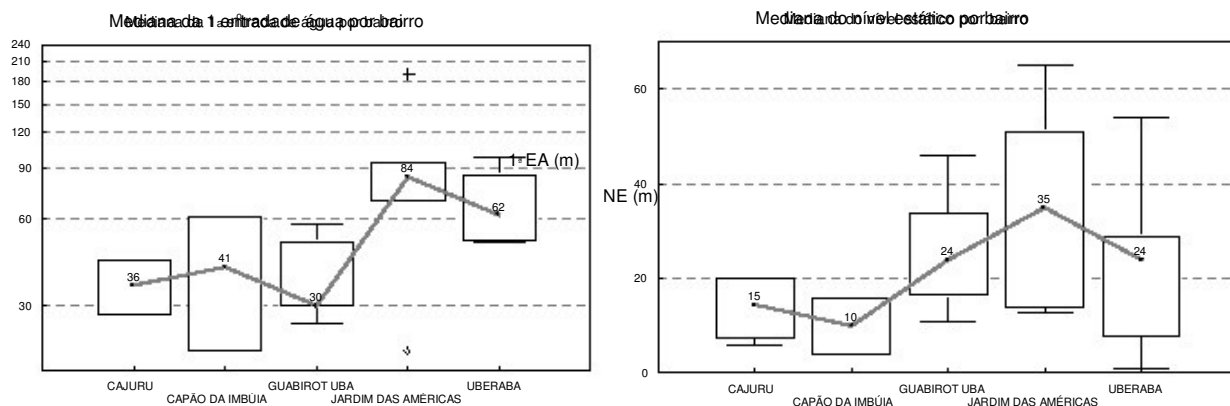


Figura 7.18: (a) Mediana da variável 1ª entrada de água; (b) Mediana para os valores de NE (Setor Caju).

### 7.2.6. Divisão regional do Boqueirão

### Variáveis vazão - $Q$ ( $\text{m}^3/\text{h}$ ) e capacidade específica $Q/s$ ( $\text{m}^3/\text{h.m}$ )

Nos bairros da divisão regional do Boqueirão as medianas gerais das variáveis  $Q$  (58 casos) e  $Q/s$  (48 casos) mostram comportamento semelhante (Figura 7.19, A e B).

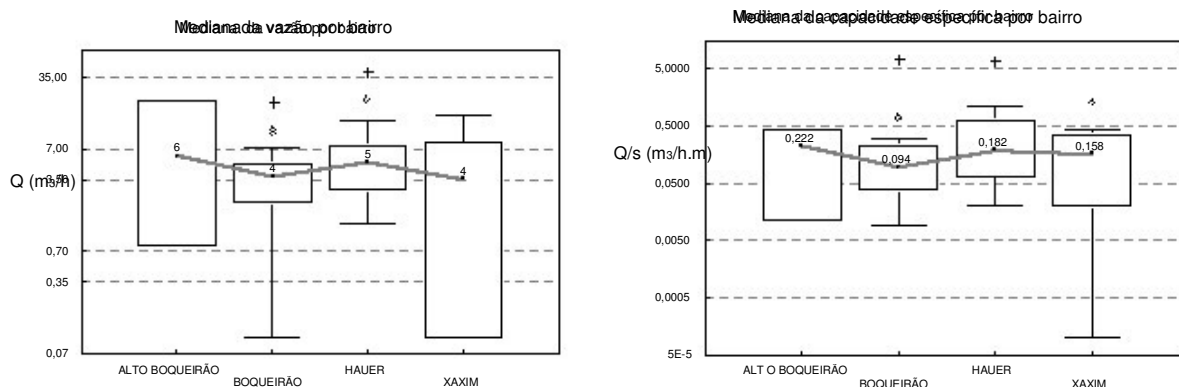


Figura 7.19: (a) Mediana da vazão; (b) Mediana de  $Q/s$  por bairro na divisão regional do Boqueirão.

### Variáveis 1ª entrada de água - 1ª EA (m) e nível estático - NE (m)

Quanto a 1ª EA e NE os valores das medianas apresentam tendências centrais bem diferenciadas em cada bairro nesta divisão regional (número de casos analisados: 1ª EA = 23; NE = 48). No Boqueirão na maior parte dos poços a tendência central da variável 1ª entrada de

água ocorre próxima aos 17 m e NE com mediana aos 8 m (Figura 7.20, A e B). No Xaxim um poço de 220 m de profundidade ( $Q = 1 \text{ m}^3/\text{h}$ ) teve sua 1ª entrada de água registrada somente aos 175 m e NE aos 70 m. Outro poço no Hauer com 200 m de profundidade,  $Q = 6 \text{ m}^3/\text{h}$  e NE = 47 m teve a 1ª EA aos 176 m. No Alto Boqueirão, Boqueirão e Hauer as medianas da variável NE mostram valores com tendência central entre 8 e 12 m, ou seja, os níveis estáticos destes poços estão mais próximos à superfície do terreno, ao contrário do comportamento da variável NE no bairro Xaxim (tendência central de NE aos 43 m de profundidade).

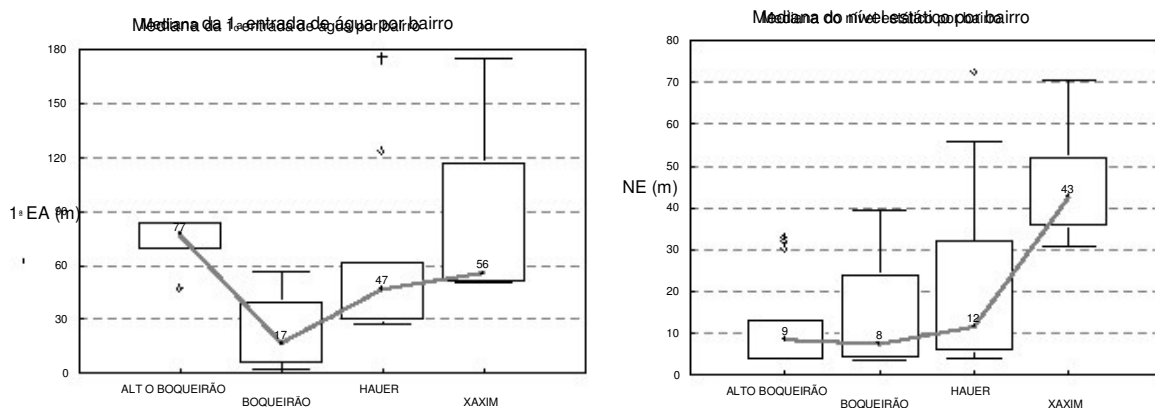


Figura 7.20: (a) Mediana da variável 1ª entrada de água; (b) Mediana para os valores de NE (Setor Boqueirão).

## 7.2.7. Divisão regional do Pinheirinho

### Variáveis vazão - $Q$ ( $\text{m}^3/\text{h}$ ) e capacidade específica $Q/s$ ( $\text{m}^3/\text{h.m}$ )

Nesta região, exceto no bairro do Pinheirinho, as tendências centrais do conjunto de dados da variável vazão, mostram valores médios a altos, com pelo menos 23 casos onde  $Q$  varia entre 8 até 34  $\text{m}^3/\text{h}$  mesmo a profundidades superiores aos 200 m (Figura 7.21, A e B).

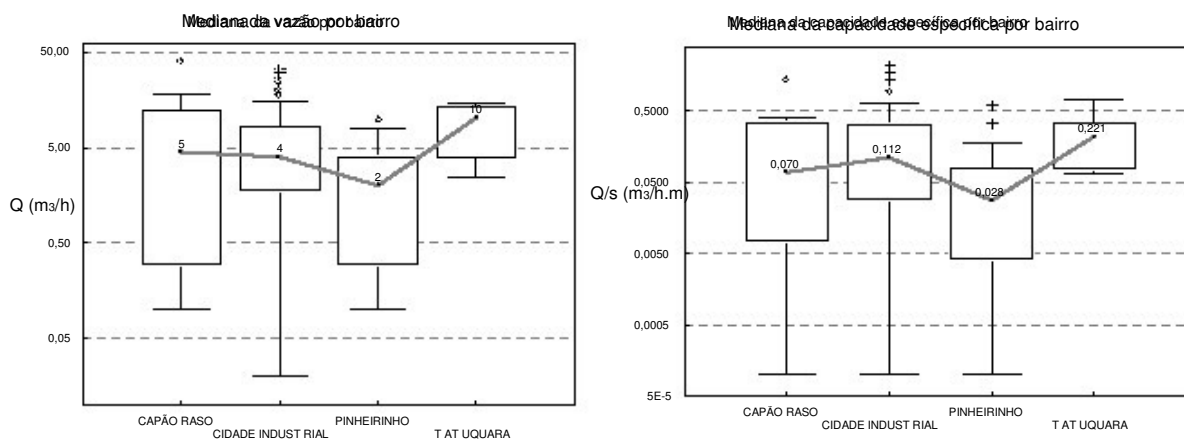


Figura 7.21: (a) Mediana da vazão; (b) Mediana de  $Q/s$  por bairro na divisão regional do Pinheirinho.

Neste bairro (Pinheirinho) chama atenção a ocorrência de poços altamente produtivos, como uma perfuração com 300 m de profundidade que apresentou Q igual a 19 m<sup>3</sup>/h e Q/s igual a 1,7 m<sup>3</sup>/h.m). O total de casos analisados foi de 119 poços para a variável vazão e 107 casos para a capacidade específica.

#### Variáveis 1ª entrada de água - 1ª EA (m) e nível estático - NE (m)

Nesta divisão regional a variabilidade maior no conjunto de dados da 1ª EA foi registrada no bairro da CIC (Figura 7.22, A). Casos extremos, mostram a medição da primeira contribuição de água somente a partir dos 158, 175, 190, 192, 240 e aos 300 m de profundidade. Por outro lado, a mediana da variável NE ocorre no geral em níveis pouco profundos (Figura 7.22, B). No Pinheirinho, no entanto, dois casos mostram NE aos 104 e 140 m de profundidade. Ao todo foram utilizados 72 poços com a variável 1ª EA e 103 poços com NE.

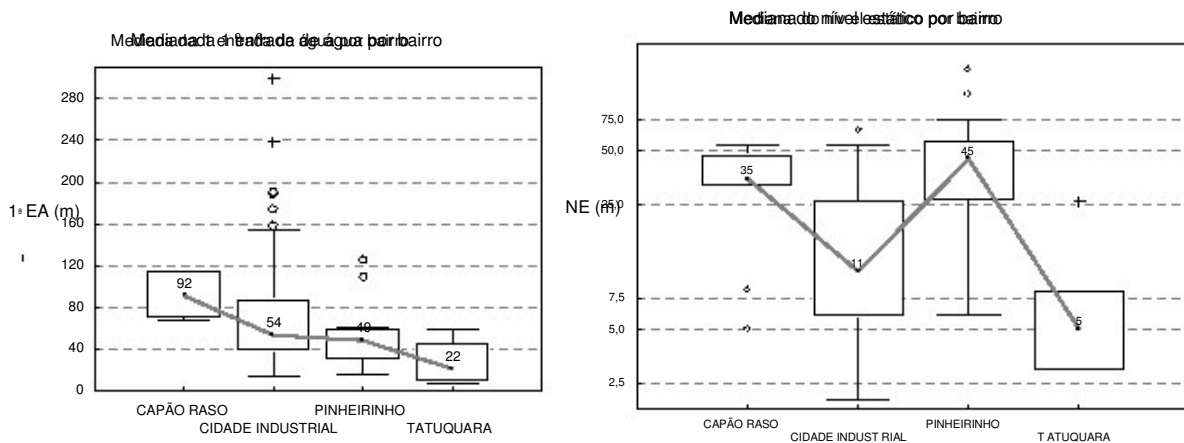


Figura 7.22: (a) Mediana da vazão; (b) Mediana de Q/s por bairro na divisão regional do Pinheirinho.

#### 7.2.8. Divisão regional do Bairro Novo

##### Variáveis vazão - Q (m<sup>3</sup>/h) e capacidade específica Q/s (m<sup>3</sup>/h.m)

O número de poços tubulares profundos neste setor é de apenas 26 casos, sendo que a maioria foi perfurada no bairro do Umbará (ao todos 12 casos). A mediana da Q, neste bairro, apresenta o valor de 6 m<sup>3</sup>/h, com um caso extremo onde um poço com 70 m de profundidade apresentou Q igual a 28 m<sup>3</sup>/h e Q/s igual a 0,7 m<sup>3</sup>/h.m. Em outro caso, no poço com 320 m de profundidade foi medida Q igual a 10 m<sup>3</sup>/h e Q/s igual a 0,2 m<sup>3</sup>/h.m (Figura 7.23, A).



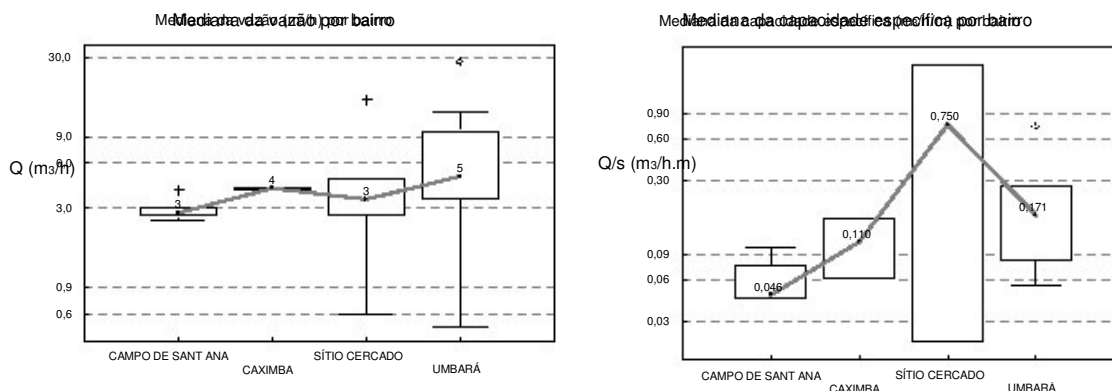


Figura 7.23: (a) Mediana da vazão; (b) Mediana de Q/s por bairro na divisão regional do Bairro Novo.

Ainda com relação ao bairro Umbará, outro exemplo notável pode ser mencionado pela alta produtividade do poço (Figura 7.23, B). A perfuração foi realizada até os 254 m de profundidade e apresentou Q igual a 16 m³/h e Q/s igual a 2 m³/h.m.

#### Variáveis 1ª entrada de água (EA) e nível estático - NE (m)

As medianas encontradas para 1ª EA são bastante variadas, enquanto que para NE o valor geral da mediana, em geral é pouco profundo (Figura 7.24, A e B).

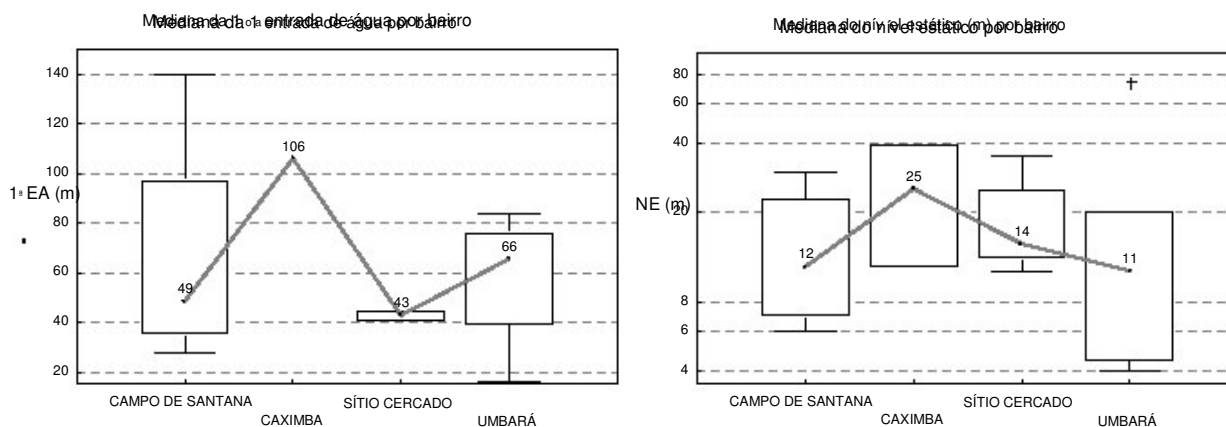


Figura 7.24: (a) Mediana da 1ª entrada de água por bairro; (b) Mediana do nível estático por bairro.

Pelo exposto, é nítida a grande variabilidade em geral nos dados mesmo nas áreas onde o adensamento urbano é menor, já que a heterogeneidade existente é um fator intrínseco do meio fissurado. Com relação a vazão foram constatados agrupamentos de poços tubulares profundos com valores acima de 10 m³/h, por exemplo no bairro Guabirotuba e Alto da Glória. Embora a média das vazões no município de Curitiba seja de 4 m³/h, ocorrem diversas exceções com 166

casos onde a capacidade específica está compreendida no intervalo entre 0,5 e 19 m<sup>3</sup>/h.m (ver figura 7.5, B).

A concentração dos poços tubulares é maior junto aos condomínios no centro da cidade e bairros mais próximos, assim como em áreas industriais como no bairro CIC.

Uma das observações de maior interesse é que o horizonte onde a água subterrânea circula no aquífero fraturado, não se limita apenas a profundidades rasas, sugerindo que a variabilidade do fenômeno na área é bastante grande tanto lateral quanto verticalmente. Chama a atenção locais como na Matriz onde o nível estático e a 1ª entrada de água dos poços ocorrem em conjunto somente a profundidades maiores. Dois exemplos podem ser citados no bairro do Água Verde. Nos poços, construídos próximos um do outro, foi medida  $Q = 8 \text{ m}^3/\text{h}$ . No primeiro caso a perfuração atingiu 352 m, o nível estático foi medido em 134 m e a 1ª EA em 328 m. No segundo caso o poço vizinho com 307 m de profundidade, teve o NE e a 1ª EA, respectivamente, em 126 m e em 328 m. Na análise de água destes poços foi constatada a presença do fluoreto, isso aliado às características hidráulicas do poço, sugerem que as sondagens captam água subterrânea de níveis fraturados mais profundos do aquífero.

É comum na região ocorrerem casos extremos nos valores de vazão em contrapartida com poços menos produtivos nas proximidades, o que reflete a heterogeneidade do aquífero cuja geometria está fortemente condicionada estruturalmente por uma tectônica rúptil. Casos excepcionais de vazões e capacidade específica altas como 30 m<sup>3</sup>/h e 5 m<sup>3</sup>/h.m, puderam ser constatados junto ao cruzamento de grandes estruturas favoráveis à circulação de água subterrânea, como será mostrado no capítulo 8.

Depois de realizada a análise estatística exploratória das principais variáveis hidráulicas dos poços, no próximo item é mostrada a caracterização das fácies hidrogeoquímicas das águas subterrâneas do Aquífero Atuba.

## 7.3 Caracterização hidrogeoquímica

### 7.3.1 Contexto geral dos parâmetros físico-químicos em aquíferos fraturados

Em águas subterrâneas de aquíferos fraturados, a exemplo do Aquífero Atuba, as características físico-químicas podem variar tanto lateral quanto verticalmente já que as concentrações dos íons dependem de uma série de fatores endógenos tais como o tipo de rocha, quantidade e forma disponível, tempo de residência e o modo de interação entre a água e a rocha. Por sua vez, os fatores endógenos aliados aos fatores exógenos como clima, regime pluviométrico, concentração de CO<sub>2</sub>, pressão e temperatura, controlam o equilíbrio químico e teores das substâncias em solução.

Um zoneamento lateral e vertical no sistema de fluxo de água subterrânea é o resultado de uma maior dissolução em profundidade conduzindo ao aumento dos sólidos totais dissolvidos (TDS) e diferenciação dos íons ao longo do trajeto. Conseqüentemente, a água subterrânea apresenta em geral, menor concentração de TDS em áreas de recarga ou próxima à superfície do que águas em zonas mais profundas. Essa situação só é válida, no entanto, com a premissa de não haver contaminação.

O clima desempenha papel fundamental, pois influencia a precipitação e evaporação de uma região e, conseqüentemente, na entrada de águas meteóricas no sistema ou a salinização do meio. A temperatura, aliada à umidade do solo, controla a atividade dos micro-organismos e reações orgânicas responsáveis pela produção do CO<sub>2</sub>, cuja concentração é fator essencial na dissolução dos silicatos e carbonatos na rocha (SCHOELLER, 1959).

A complexidade envolvendo todos estes fatores é grande e varia conforme a região. Não existem regras absolutas, apenas tendências gerais que servem como guias exploratórios que possibilitam por meio de estudos cuidadosos o reconhecimento do comportamento das águas. Buscando este entendimento é de grande importância montar um modelo prévio com as variáveis hidrogeológicas a serem estudadas no aquífero em questão. Com este intuito, são descritos no próximo item as características gerais dos principais parâmetros e constituintes iônicos em águas subterrâneas que circulam em aquíferos cristalinos fraturados, com o objetivo de gerar um modelo prévio comparativo que sirva como orientação para a análise do próprio Aquífero Atuba.

Na continuidade do capítulo é apresentada à análise das variáveis hidrogeológicas do aquífero fissurado em questão, seguido da discussão dos resultados obtidos.

### 7.3.2 Influência dos litotipos na mineralização das águas subterrâneas que circulam em rochas cristalinas

Águas subterrâneas ricas em  $\text{Ca}^{2+}$  são aquelas que circulam em rochas ígneas do tipo hornblenda-granitos, dioritos e granodioritos. Nas rochas metamórficas as águas que atravessam mica-xistos apresentam teor mais elevado em íons alcalinos, enquanto que nos anfibolitos ou rochas com grande quantidade de anfibólios, aumenta consideravelmente a concentração de íons alcalino-terrosos.

Essa relação entre o tipo de rocha e água subterrânea pode ser visualizada em alguns exemplos da tabela 7.1 (unidade mg/L). As análises mostradas foram obtidas em sistemas cristalinos bem estudados e servem apenas para exemplificar de forma comparativa, a média esperada na concentração dos íons em águas subterrâneas que circulam nestes sistemas. O mesmo é feito na tabela 7.2, onde foram comparadas as mineralizações de águas subterrâneas que circularam em granitos e dioritos, mostrando o predomínio na concentração dos elementos no segundo tipo de rocha.

Tabela 7.1: Exemplos de concentrações iônicas, TDS e  $\text{SiO}_2$  (em mg/L), em águas subterrâneas típicas de aquíferos fraturados (mod. HAMILL e BELL, 1986).

| Rocha       | TDS | $\text{Ca}^{2+}$ | $\text{Mg}^{2+}$ | $\text{Na}^+$ | $\text{K}^+$ | $\text{Cl}^-$ | $\text{SO}_4^{2-}$ | $\text{HCO}_3^-$ | $\text{Fe}^-$ | $\text{SiO}_2$ | Local            |
|-------------|-----|------------------|------------------|---------------|--------------|---------------|--------------------|------------------|---------------|----------------|------------------|
| Granito     | 223 | 27               | 6,2              | 9,5           | 1,4          | 5,2           | 32                 | 93               | 1,6           | 39             | Maryland, USA    |
| Granito     | 137 | 2                | 1,9              | 6,8           | 4,2          | 1,0           | 1,4                | 121              | 2,7           | 31             | Baltimore, USA   |
| Diorito     | 347 | 72               | 4,1              | 10            | 2,8          | 6,5           | 115                | 114              | 0,04          | 22             | N. Caroline, USA |
| Gabro       | 359 | 32               | 16               | 25            | 1,1          | 13            | 10                 | 203              | 0,06          | 56             | N. Caroline, USA |
| Ultramáfica | 281 | 20               | 42               | 19            | -            | 7             | 22                 | 279              | -             | 31             | Arizona, USA     |
| Quartzito   | 52  | 1,6              | 5,8              | 2,8           | -            | 9,9           | 2,0                | 18               | -             | 8              | Transvaal, S.    |
| Xisto       | 221 | 27               | 5,7              | 16            | 0,7          | 2,5           | 9,6                | 138              | 0,11          | 21             | Geórgia, USA     |

Tabela 7.2: Comparação entre águas de granito e diorito na Carolina do Norte (fonte: LEGRAND, 1958).

| Elemento<br>(teor médio em mg/L) | Granito<br>(29 análises) | Diorito<br>(23 análises) |
|----------------------------------|--------------------------|--------------------------|
| $\text{SiO}_2$                   | 28                       | 34                       |
| $\text{Fe}^-$                    | 1,2                      | 0,6                      |
| $\text{Ca}^{2+}$                 | 5                        | 49                       |
| $\text{Mg}^{2+}$                 | 2                        | 12                       |
| $\text{Na}^+$                    | 7                        | 14                       |
| $\text{HCO}_3^-$                 | 35                       | 137                      |
| $\text{SO}_4^{2-}$               | 4                        | 4                        |
| $\text{Cl}^-$                    | 4                        | 28                       |
| $\text{F}^-$                     | 0,1                      | 0,2                      |
| $\text{NO}_3^-$                  | 2,9                      | 4,3                      |
| pH                               | 6,5                      | 7,1                      |

Em aquíferos fraturados os minerais e respectivos íons que mais contribuem para a mineralização das águas subterrâneas estão relacionados na tabela 7.3 (COSTA, 1965):

Tabela 7.3: Minerais e íons que mais contribuem para a mineralização das águas (fonte: COSTA, 1965).

| Mineral      | Íons  | Mineral     | Íons  |
|--------------|---|-------------|---|
| Plagioclásio | Na <sup>+</sup> e Ca <sup>2+</sup>                    | Microclínio | K <sup>+</sup>  |
| Hornblenda   | Na <sup>+</sup> , Ca <sup>2+</sup> e Mg <sup>2+</sup> | Apatita     | Cl <sup>-</sup> e Ca <sup>2+</sup>                    |
| Calcita      | Ca <sup>2+</sup>                                      | Alanita     | Na <sup>+</sup> , Ca <sup>2+</sup> e Mg <sup>2+</sup> |
| Moscovita    | K <sup>+</sup>  | Epidoto     | Ca <sup>2+</sup>                                      |
| Biotita      | K <sup>+</sup> e Mg <sup>2+</sup>                     | Titanita    | Ca <sup>2+</sup>                                      |
| Granada      | Ca <sup>2+</sup> e Mg <sup>2+</sup>                   | Clorita     | Mg <sup>2+</sup>                                      |

Além do tipo de rocha, dois outros fatores exercem grande influência na mineralização das rochas: (a) superfície de contato da água com a rocha; (b) tempo de residência da água. Com o aumento gradativo da profundidade, menor é a velocidade de circulação da água subterrânea nas fraturas das rochas e maior é a influência da temperatura, já que esta será tanto maior quanto maior for a profundidade devido ao gradiente geotérmico local, em média 1°C a cada 30 m (STACEY, 1977).

Na seqüência são apresentados os parâmetros hidrogeológicos e íons principais em águas subterrâneas, tendo como base fundamentos teóricos que descrevem o comportamento natural e esperado desses íons. Como o Complexo Atuba é constituído basicamente por gnaisses granodioríticos e gnaiss-granito, a descrição é voltada aos parâmetros e elementos químicos mais freqüentes que caracterizam o aquífero fraturado da região.

### 7. 3.3. Propriedades Físicas

#### Condutividade elétrica (CE) e Sólidos Totais Dissolvidos (TDS)

A condutividade elétrica da água no estado natural é diretamente proporcional à quantidade de íons em solução (TDS), aumentando com a elevação da temperatura. O parâmetro CE ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) também é empregado para estimar de forma rápida e aproximada o grau de mineralização das águas subterrâneas, conforme pode ser verificado na tabela 7.4:

Tabela 7.4: Valores de condutividade elétrica para águas naturais (fonte: CASTANY, 1975).

| Condutividade elétrica ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) | Grau de mineralização |
|--|-----------------------|
| CE muito menor que 100                             | muito baixa           |
| $100 \leq \text{CE} < 200$                         | baixa                 |
| $200 \leq \text{CE} < 335$                         | média baixa           |
| $335 \leq \text{CE} < 665$                         | média                 |
| $665 \leq \text{CE} < 1000$                        | alta                  |
| $1000 \leq \text{CE}$                              | muito alta            |

A concentração de sólidos totais dissolvidos (TDS) é a soma dos teores de todos os constituintes iônicos presentes na água e apresenta comportamento semelhante ao da condutividade elétrica, servindo como indicação geral da adequabilidade da água para o



consumo humano ou industrial. Segundo o padrão de potabilidade da Portaria Nº 518 da Agência de Vigilância Sanitária (2004), o limite máximo permissível de TDS para o consumo humano é de 1000 mg/L.

### Dureza

A dureza depende do tipo de solo e rocha por onde a água circula, podendo ser expressa como: (a) dureza temporária: é causada pela presença de bicarbonato de cálcio ou de magnésio dissolvidos e é assim denominada porque pode ser eliminada com a fervura da água onde então os bicarbonatos são convertidos em carbonatos insolúveis; (b) dureza permanente: é a combinação de outros íons, em geral sulfatos ou cloretos de cálcio ou magnésio, que reagem com as substâncias alcalinas, formando também os carbonatos; (c) dureza total (quanto ao ânion associado): dureza temporária + dureza permanente; (d) dureza total (quanto ao cátion associado):  $[Ca^{2+}] + [Mg^{2+}]$  (MATTHES, 1994).

Para definir a dureza em geral, calcula-se o teor de cálcio e magnésio de uma água, expresso em teores de carbonato de cálcio. Isso equivale a dizer que em rochas cristalinas o valor da soma dos íons  $Ca^{+2}$  e  $Mg^{+2}$  com um valor de 50 mg, corresponde a uma água com dureza equivalente àquela solução que contenha 50 mg/L de  $CaCO_3$ .

Os valores da tabela 7.5 foram utilizados como referência para a classificação da dureza das águas subterrâneas.

Tabela 7.5: Classificação das águas segundo a dureza em mg/L de  $CaCO_3$  (fonte: CUSTÓDIO (1983a)).

| Tipo de água      | Teor de $CaCO_3$ (mg/L) |
|-------------------|-------------------------|
| Mole              | < 50                    |
| Ligeiramente dura | 50 - 100                |
| Dura              | 100 - 200               |
| Muito dura        | > 200                   |

### Alcalinidade

A alcalinidade é uma medida equivalente à soma das concentrações das bases tituláveis com ácido forte, e essas bases são:  $HCO_3^-$ ,  $CO_3^{2-}$  e  $OH^-$ . Em águas subterrâneas a alcalinidade é gerada pela presença de carbonatos e bicarbonatos podendo ser definida como a capacidade de uma água neutralizar ácidos. A alcalinidade total de uma água pode ser expressa em mg/L de  $CaCO_3$  e apresenta relação com a dureza temporária, esta última corresponde à alcalinidade do bicarbonato.

### pH

O pH é a medida da concentração de íons  $H^+$  na água, sendo considerado um dos parâmetros mais importantes para caracterizar as águas subterrâneas, pois controla as reações de

dissolução de qualquer mineral ou substância e, por sua vez os íons dominantes em solução. O pH das águas subterrâneas varia geralmente entre 5,5 a 8,5 e os fatores que determinam o parâmetro do pH na água são o gás carbônico dissolvido e a alcalinidade (FEITOSA et al, 2000; ANA, 2002), sendo estes últimos dependentes da temperatura.

#### 7.3.4 Principais constituintes iônicos

##### Cálcio ( $\text{Ca}^{2+}$ ) e Magnésio ( $\text{Mg}^{2+}$ )

O cálcio é um elemento presente na formação de muitos minerais. Nas rochas ígneas eles ocorrem com frequência em aluminosilicatos, silicatos e fosfatos, cujos minerais ricos em cálcio são os plagioclásios (série albita-anortita), os piroxênios, os anfibólios e a apatita. Nas rochas metamórficas também ocorre grande quantidade de minerais ricos em cálcio, dentre os quais o diopsídio e a enstatita. Em sedimentos consolidados ou inconsolidados o cálcio pode ser encontrado no cimento calcítico de arenitos ou em precipitações de carbonato. As águas subterrâneas ao circularem pelas rochas guardam uma assinatura geoquímica que pode ser verificada por meio das relações iônicas entre os íons dissolvidos. Estas relações podem indicar um certo relacionamento da água com o litotipo. No caso das rochas calcárias, se a razão em meq/L entre os íons  $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$  for muito próxima do valor 1, costuma-se inferir a origem dolomítica para as águas (MATTHES, 1994). Nas águas subterrâneas o cálcio ( $\text{Ca}^{2+}$ ) ocorre, sobretudo, na forma de bicarbonato formando soluções desde moderadamente solúveis a muito solúveis (MÜLLER, 1999). É muito comum a precipitação do  $\text{Ca}^{2+}$  sob a forma de carbonato de cálcio, já que as mudanças no pH e concentração de  $\text{CO}_2$  podem dissolver ou precipitar com facilidade este cátion (CUSTODIO e LLAMAS, 1983). Por sua vez, a quantidade de gás carbônico dissolvido depende dos fatores temperatura e pressão, portanto estes últimos também determinam a solubilidade do bicarbonato de cálcio.

O teor de cálcio varia nas águas subterrâneas que circulam em rochas carbonáticas sendo, em geral maior que o de águas que circulam em rochas silicáticas com teor médio entre 0,8 a 10 mg/L (SCHOLLER, 1962). Teores muito elevados de  $\text{Ca}^{2+}$  podem ocorrer em águas mineralizadas profundas (> 500 m), e nestas situações o cloreto em geral também está presente fazendo parceria com o  $\text{Ca}^{2+}$  para determinar o tipo de água (MATTHES, 1994).

Chuvas ácidas podem mobilizar o cálcio nos solos e, posteriormente, carrear o íon para o aquífero freático. Quando o aumento do teor do íon cálcio em águas rasas não é ocasionado por causas naturais, ou seja, quando sua origem é antrópica, é frequente teores também mais elevados de sulfato.

Valores gerais estimados para teores de cálcio (mg/L) nas águas subterrâneas, relacionam sua ocorrência a fatores naturais ou devido a uma possível origem antropogênica, por exemplo, despejos domésticos e/ou industriais (Tabela 7.6):

Tabela 7.6: Teores normais de cálcio em água subterrânea ou sob possível influência antropogênica (fonte: SCHLEYER e KERNDORFF, 1992).

| Tipo de rocha           | Origem geoquímica<br>(intervalo normal - mg/L) | Influência antropogênica<br>(limite inferior - mg/L) |
|-------------------------|--|--|
| Sedimento inconsolidado | 35 – 120                                       | 150  |
| Calcário/dolomito       | 65 – 130                                       | 160  |
| Arenitos                | 20 – 75  | 100  |
| Rochas cristalinas      | 20 - 75  | 120  |

O  $Mg^{2+}$  apresenta comportamento geoquímico semelhante ao do cálcio sendo, no entanto, mais solúvel e menos precipitável em função do menor tamanho de seus íons, densidade de carga mais forte e, conseqüentemente, maior atração sobre as moléculas da água. Nas águas subterrâneas o íon ocorre com teores entre 1 e 40 mg/L (MATTHES, 1994). Em rochas ígneas e metamórficas o íon magnésio é um típico constituinte de minerais ferromagnesianos tais como as olivinas, os piroxênios, os anfibólios e a biotita. Feldspatos, ao contrário, contém magnésio somente como elemento traço. Em rochas metamórficas que contém serpentina, o crisotila, a sepiolita, o talco e o grupo da clorita são importantes silicatos de magnésio e possíveis fontes deste íon (DVWK, 1996). Em rochas sedimentares o íon ocorre na forma de carbonato dolomítico ou como magnesita, estando também associado a hidróxidos e minerais de argila magnesianos como a montmorilonita (HEM, 1970). Cálcio e o magnésio também podem estar na atmosfera na forma de poeira calcítica ou dolomítica em regiões onde estas rochas ocorrem, ou por meio de emissão industrial (fábricas de cimento e pedreiras) podendo reagir em contato com a água de chuva e o gás carbônico da atmosfera (SCHOELLER, 1962). Concentrações maiores do íon magnésio devido à influência antropogênica podem ter sido ocasionadas pela infiltração em subsolo de águas misturadas com fertilizantes, corretivos de solos ácidos ou restos de obras de construção (SCHLEYER e KERNDORFF, 1992).

Na tabela 7.7 podem ser visto os valores de referência (mg/L) para o íon  $Mg^{2+}$  nas águas subterrâneas relacionando sua ocorrência a origem geoquímica ou sob possível influência antropogênica:

Tabela 7.7: Intervalos de referência para os teores de magnésio (fonte: SCHLEYER e KERNDORFF, 1992).

| Tipo de rocha           | Origem geoquímica<br>(intervalo normal - mg/L) | Influência antropogênica<br>(limite inferior - mg/L) |
|-------------------------|--|--|
| Sedimento inconsolidado | 4 – 25   | 30   |
| Calcário/dolomito       | 7 – 40   | 45   |
| Arenitos                | 6 – 20   | 30   |
| Rochas cristalinas      | 7 - 35   | 40   |

Da mesma forma que o cálcio, o equilíbrio químico do íon magnésio depende da concentração de  $\text{CO}_2$  e do pH. O cálcio e o magnésio são os principais responsáveis pela dureza da água (MATTHES, 1994).

O quadro abaixo resume os fatores naturais que influenciam na precipitação ou dissolução dos íons alcalino terrosos  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{Mg}^{2+}$  (Tabela 7.8).

Tabela 7.8: Fatores que influenciam na precipitação ou dissolução dos íons  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{Mg}^{2+}$ .

|                                  |  |
|----------------------------------|--|
| pH                               | pH básicos favorecem → precipitação  |
|                                  | pH ácido aumenta com a concentração de $\text{CO}_2$ promovendo → dissolução   |
| $\text{CO}_2 \times$ Temperatura | A concentração do $\text{CO}_2$ diminui com o aumento da temperatura ocasionando → diminuição da solubilidade dos íons                                       |
| Atividade de bactérias no solo   | Sob condição aeróbica ocorre a decomposição de matéria orgânica no solo produzindo grande quantidade de $\text{CO}_2$ e induzindo → maior dissolução no meio |
| Pressão                          | Sob elevada pressão a solubilidade → aumenta   |

### Potássio ( $\text{K}^+$ )

O potássio ocorre com grande abundância na crosta terrestre, no entanto em pequena quantidade nas águas subterrâneas devido a sua intensa participação em trocas iônicas sendo facilmente fixado pelas argilas e intensamente consumido pelas plantas.

As principais fontes deste íon alcalino em rochas cristalinas são o feldspato potássico, a mica moscovita e a biotita, cuja resistência aos processos de intemperismo físico e químico é baixa dando origem aos minerais de argila (SCHLEYER e KERNDORFF, 1992). Nas águas subterrâneas seu teor médio é inferior é de 5 mg/L (MATTHES, 1994), sendo mais freqüente ocorrer valores entre 1 e 8 mg/L. Se a origem do elemento for geoquímica são toleradas concentrações de até 50 mg/L (DVWK, 1996). Os intervalos de referência para os teores de potássio (mg/L) em águas subterrâneas são apresentados a seguir (Tabela 7.9):

Tabela 7.9: Intervalos de referência para os teores de  $\text{K}^+$  (fonte: SCHLEYER e KERNDORFF, 1992).

| Tipo de rocha           | Origem geoquímica<br>(intervalo normal - mg/L) | Influência antropogênica<br>(limite inferior - mg/L) |
|-------------------------|--|--|
| Sedimento inconsolidado | 1–4  | 9  |
| Calcário/dolomito       | 0,7 – 4  | 7  |
| Arenitos                | 2–5  | 7  |
| Rochas cristalinas      | 1-8  | 15   |

Valores anômalos deste elemento podem ser o indicativo de influência antropogênica (fertilizantes, depósitos de lixo, etc).

### Sódio ( $\text{Na}^+$ )

O sódio ( $\text{Na}^+$ ) é um dos metais alcalinos mais importantes e abundantes nas águas subterrâneas. A albita é o silicato sódico de maior destaque como fonte do íon  $\text{Na}^+$ , seguida da

anortita. Rochas ígneas contendo feldspatóides, piroxênios e anfibólios também são fontes do sódio. A concentração geral do sódio varia geralmente nas águas subterrâneas entre 4 a 40 mg/L. Os sais formados pelos íons de sódio são muito solúveis e de difícil precipitação permanecendo em solução, ocorrendo ligações somente com minerais secundários. Paragonita e montmorilonita são os únicos minerais de argila que contém  $\text{Na}^+$  em suas cadeias cristalinas. Devido a esta característica o  $\text{Na}^+$  é o principal cátion responsável pelo aumento da salinidade nas águas subterrâneas. Nos sistemas hidrogeológicos o teor médio de sódio em regiões de clima úmido é de 20 mg/L (MATTHES, 1994), podendo haver um enriquecimento gradativo nos teores das águas subterrâneas a partir das zonas de recarga em direção a suas porções mais confinadas ou dos seus exutórios (SINGHAL e GUPTA, 1999; FEITOSA e FILHO, 2000). A tabela 7.10 mostra os intervalos de referência para os teores de sódio (mg/L) em águas subterrâneas.

Tabela 7.10: Intervalos de referência para os teores de sódio (fonte: SCHLEYER e KERNDORFF, 1992).

| Tipo de rocha           | Origem geoquímica<br>(intervalo normal - mg/L) | Influência antropogênica<br>(limite inferior - mg/L) |
|-------------------------|--|--|
| Sedimento inconsolidado | 6 – 30   | 50   |
| Calcário/dolomito       | 5 – 35   | 50   |
| Arenitos                | 4 – 10   | 15   |
| Rochas cristalinas      | 4 - 40   | 55   |

Águas subterrâneas a maiores profundidades contendo elevados teores de sódio podem estar acompanhadas com concentrações também elevadas de fluoreto ( $\text{F}^-$ ).

O modelo elaborado por Gascoyne e Kamineni (1993) mostra de forma esquematizada como ocorre o zoneamento geoquímico vertical das águas subterrâneas em terrenos cristalinos, levando em consideração as condições climáticas e geológicas do ambiente estudado por estes autores (Figura 7.25):

- Próxima à superfície e às zonas de recarga a água subterrânea é mais diluída e do tipo  $\text{Ca} - \text{Na-HCO}_3$ ;
- Com o aumento da profundidade (200 – 400 m) e lenta circulação, o fluxo subterrâneo passa a ser mais confinado, aumentando a mineralização da água ( $\text{TDS} \uparrow$ ). Nestes níveis ocorre a troca do íon  $\text{Na}^+$  tendendo para o tipo de água mais alcalina,  $\text{Na-Ca-HCO}_3$ . Neste nível é normal a ocorrência de fluoreto;
- A partir de 400 m a água subterrânea tende a ficar ainda mais enriquecida, podendo apresentar teores elevados de sulfato e cloretos:  $\text{Na-Ca-HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Cl}$ .
- A profundidades maiores que 500 m, a água subterrânea tende a mineralizar-se apresentando valores de 500-50.000 mg/L (TDS).



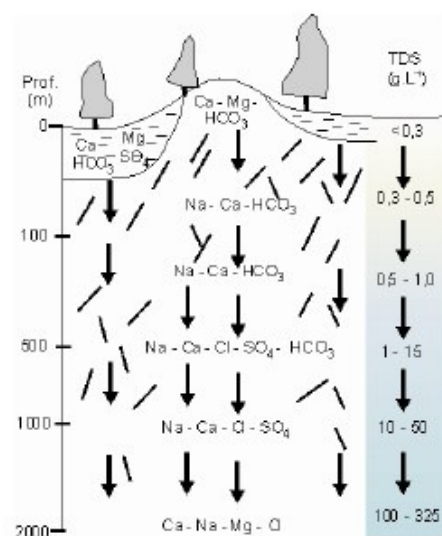


Figura 7.25: Modelo de zoneamento geoquímico vertical gerado pelas trocas catiônicas em zonas de lenta circulação de água subterrânea a maiores profundidades (mod. GASCOYNE e KAMINENI, 1993).

Este zoneamento vertical gerado pelas trocas catiônicas e, principalmente entre os íons  $\text{Ca}^{2+}$  e o  $\text{Na}^+$ , foi reportado em granitos no Canadá assim como em diversas outras regiões do mundo (GASCOYNE e KAMINENI, 1993; GASCOYNE, 2003). A evolução no tipo de água pode ser explicada pela hidrólise dos feldspatos que liberam  $\text{Na}^+$  e  $\text{Ca}^{2+}$ , sendo que em profundidade o cálcio se precipita ou ocorre troca iônica com  $\text{Na}^+$  ou com os minerais de argila nas fraturas. No Canadá, por meio de datações  $^3\text{H}$  e  $^{14}\text{C}$  e ainda  $^2\text{H}/^{18}\text{O}$  em rocha fraturada a assinatura das águas subterrâneas mostrou que até a profundidades de ~200 m ocorre um sistema ativo, com maior circulação de água e tempo de residência de dezenas a centenas de anos. Águas subterrâneas mais profundas (200 - 400 m) tendem a ser mais alcalinas, do tipo Na - Ca -  $\text{HCO}_3$ , e evoluem para o tipo de água Na - Ca -  $\text{HCO}_3$  - Cl -  $\text{SO}_4$  com o aumento da distância ao longo do fluxo subterrâneo (GASCOYNE, 2004).

### Fluoreto (F-)

Flúor é o elemento halogênico de maior capacidade de se interligar dando origem a seu próprio mineral, a fluorita ( $\text{CaF}_2$ ).

O elemento químico flúor é um gás e nas águas subterrâneas a concentração natural pode variar desde 1 a mais de 35 mg/L, no entanto, em águas subterrâneas com pH ácido o elemento não é estável e, portanto, não permanece no sistema (HEM, 1970).

A principal origem do flúor é a fluorita (mineral pneumatolítico e hidrotermal), portanto a concentração de F- em água está limitada pela solubilidade de  $\text{CaF}_2$ . O flúor ocorre predominantemente em águas que circulam em granitóides, pegmatitos e, secundariamente, em rochas vulcânicas básicas. O F- é muito comum em águas termais e pode ser encontrado em

cerca de 150 minerais, por exemplo silicatos (moscovitas e anfibólios), halóides, fosfatos, carbonatos (STRUNZ, 1970 e 1974).

Como o produto de solubilidade da fluorita é baixo ( $3.9 \times 10^{-11}$  a  $20^\circ\text{C}$ ), se o meio aquoso for rico em cálcio, o teor de elemento químico flúor será ainda menor já que ambos têm correlação negativa (APAMBIRE et al., 1997; BELL 1998; HURTADO et al. 2002). Por outro lado, onde ocorre troca catiônica de  $\text{Ca}^{2+}$  por  $\text{Na}^{+}$  a concentração de  $\text{Ca}^{2+}$  na água diminui, potencializando a mobilidade dos íons o que, por sua vez, favorece o aumento de F- em águas subterrâneas (BELL, 1998). Segundo Allmann e Koritning (1972) e Wedepohl (1978) o aumento da temperatura também pode gerar concentrações do conteúdo de F- nas águas naturais.

Valores acima de 1 mg/L são considerados positivos em termos medicinais com teor máximo recomendado pela OMS (2006) de 1,5 mg/L, podendo variar de acordo com a temperatura média anual de cada região ( $0,7 \text{ mg/L} \rightarrow 27^\circ\text{C}$ ,  $0,9 \text{ mg/L} \rightarrow 19\text{-}26^\circ\text{C}$ ,  $1,2 \text{ mg/L} \rightarrow 18^\circ\text{C}$ ). No Brasil, o teor máximo aceitável é de 1,4 mg/L (CONAMA 020/86). Já a Portaria No 518 da Agência de Vigilância Sanitária (2004), estabelece o teor de até um máximo de 1,5 mg/L. No estado de São Paulo o conteúdo adequado de F- para a água distribuída pelos sistemas de abastecimento público é entre 0,6 e 0,8 mg/L, Resolução SS-293/96 (SABESP, 1996).

Outra hipótese sugerida para a origem do fluoreto (CALADO e ALMEIDA, 1993) está relacionada ao intenso fraturamento dos granitóides em zonas afetadas por tectônica rúptil no Quaternário resultando na libertação de elementos voláteis contidos nos minerais. Com essa premissa, à circulação de fluídos com uma gênese em águas mais profundas e que sobem pelas zonas em distensão conectadas com grandes falhas ativas (com permeabilidade favorável), podem vir a mineralizar águas meteóricas infiltradas nos níveis mais profundos. Neste caso pode ocorrer o efeito inverso, ou seja, as águas subterrâneas misturadas com os elementos voláteis (flúor) podem dar origem a depósitos de minerais, precipitando fluorita e sulfetos metálicos, à medida que estas circulam pelas fraturas.

### Sulfato ( $\text{SO}_4^{2-}$ )

Os sais de sulfatos são moderadamente solúveis a muito solúveis, em geral estáveis e com origem na lixiviação de sulfatos em rochas evaporíticas (gipso e a anidrita) ou da oxidação do enxofre encontrado em algumas rochas ígneas e metamórficas que contém, por exemplo, pirita e ainda em alguns feldspatóides. Em meio redutor, onde ocorre matéria orgânica abundante, o sulfato pode sofrer redução devido à atividade bacteriana.

Em geral os teores de  $\text{SO}_4^{2-}$  na águas subterrânea que circulam em rochas ígneas, sedimentos inconsolidados ou consolidados é inferior a 30 mg/L (MATTHES, 1994). As chuvas

ácidas ou efluentes industriais também podem elevar os teores destes ânions. Em São Paulo, destaca-se a significativa concentração do  $\text{SO}_4^{2-}$  nas águas de chuva, cuja fonte principal é a oxidação de S(IV) emitido pela queima de combustíveis (LEAL et al., 2004).

Segundo Schleyer e Kerndorff (1992) os valores estimados para o sulfato (mg/L), tendo como base à origem geoquímica ou possível influência antropogênica (Tabela 7.11), são:

Tabela 7.11: Teores estimados de sulfato em função de uma origem natural ou devido à influência antropogênica (fonte: SCHLEYER e KERNDORFF, 1992).

| Tipo de rocha           | Origem geoquímica<br>(intervalo normal - mg/L) | Influência antropogênica<br>(limite inferior - mg/L) |
|-------------------------|--|--|
| Sedimento inconsolidado | 15 – 105                                       | 150  |
| Calcário/dolomito       | 20 – 125                                       | 210  |
| Arenitos                | 10 – 60  | 85   |
| Rochas cristalinas      | 7 - 75   | 190  |

### Carbonato e Bicarbonato

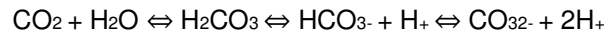
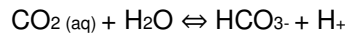
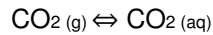
Os íons  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  são componentes determinantes na medidas de alcalinidade das águas pela sua capacidade de consumir os ácidos. Ambos não são oxidáveis nem reduzíveis em águas naturais, entretanto o  $\text{HCO}_3^-$  precipita-se com facilidade como bicarbonato de cálcio  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ . Em águas subterrâneas os teores de bicarbonato variam de 30 a 350 mg/L, podendo atingir a concentração de 800 mg/L (FEITOSA e FILHO, 2000).

Valores de referência para o bicarbonato foram estimados em mg/L por Schleyer e Kerndorff (1992) associando a ocorrência do elemento em água subterrânea conforme origem geoquímica ou influência antropogênica (Tabela 7.12):

Tabela 7.12: Teores de bicarbonato esperados a partir de sua origem geoquímica ou possível influência antropogênica (fonte: SCHLEYER e KERNDORFF, 1992).

| Tipo de rocha           | Origem geoquímica<br>(intervalo normal - mg/L) | Influência antropogênica<br>(limite inferior - mg/L) |
|-------------------------|--|--|
| Sedimento inconsolidado | 80 – 350                                       | 420  |
| Calcário/dolomito       | 210 – 390                                      | 420  |
| Arenitos                | 50 – 270                                       | 360  |
| Rochas cristalinas      | 70 - 350                                       | 370  |

A chuva, a decomposição da matéria orgânica no solo, a atividade aeróbica e anaeróbica de substâncias orgânicas e os efluentes domésticos e industriais são fontes de  $\text{CO}_2$  (MATTHESS, 1994) e, portanto também responsáveis pelo aumento do teor de  $\text{HCO}_3^-$  e  $\text{CO}_3^{2-}$  no sistema aquático como é demonstrado pelas reações químicas do  $\text{CO}_2$  com as moléculas de água (MATTHES, 1994; DVWK, 1996):



O equilíbrio químico dos íons  $\text{H}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  ocorre em função do aumento do pH e a relação pode ser visualizada no diagrama com os campos de estabilidade de ocorrência destes elementos, onde o  $\text{CO}_2$  dissolvido é relacionado em (%) com pH, a diferentes temperaturas e a 101,324 kPa (Figura 7.26, mod. HEM, 1985).

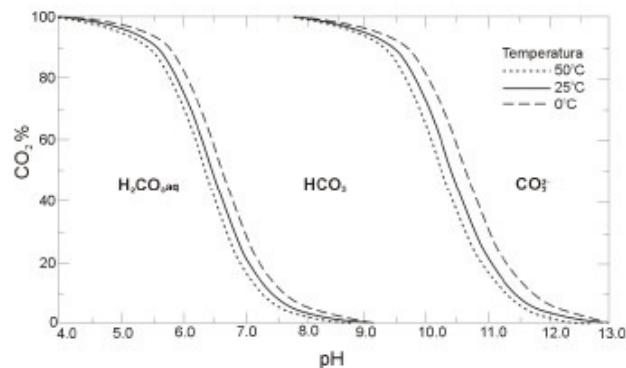


Figura 7.26: Diagrama relacionando o dióxido de carbono em %, bicarbonato e carbonato em função do pH e temperatura a 101,324 kPa (mod. HEM, 1985).

Como as concentrações relativas de  $\text{CO}_3^{2-}$  ocorrem em função do pH e conteúdo de gás carbônico dissolvido, seu teor é muito mais baixo do que o de bicarbonato e nulo, se o pH for inferior a 8,3. Acima de pH 8,3 o carbonato ocorre em águas subterrâneas com teor de até 50 mg/L (DVWK, 1996).

A relação entre o pH e os íons  $\text{H}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  está apresentada na tabela 7.13 da seguinte forma:

Tabela 7.13: Relação entre o pH e os íons  $\text{H}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{HCO}_3^-$  e  $\text{CO}_3^{2-}$  (fonte: FETTER, 1994).

|       |    |  |
|-------|----|--|
|       | pH | < 4,5 $\text{H}_2\text{CO}_3$                  |
| 4,5 < | pH | < 8,3 $\text{H}_2\text{CO}_3 + \text{HCO}_3^-$ |
| 8,3 < | pH | < 12,6 $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$     |
|       | pH | > 12,6 $\text{CO}_3^{2-}$                      |

### Cloreto (Cl-)

Mais de 75% da quantidade total de cloro se encontra dissolvido como cloreto na água do mar, e apenas uma pequena parte tem origem em rochas magmáticas. A maior parte do cloreto contido nas águas marinhas é proveniente da liberação de gases decorrentes de atividade vulcânica na história inicial da Terra. As rochas que contém grande quantidade de cloreto são os evaporitos. Em rochas magmáticas o Cl- está presente nos minerais escapolita, apatita,

hornblendas e feldspatos. Nos sedimentos com maior permeabilidade, os íons de Cl- quase não estão presentes, ao contrário de sedimentos argilosos com permeabilidade baixa onde cristais NaCl ou Na-Cl dissolvido se alojam nos poros (HEM, 1985). O ânion Cl- forma compostos muito solúveis e estáveis (dificilmente precipitáveis) tendendo a se enriquecer, associado com o sódio, a partir das zonas de recarga das águas subterrâneas. Teores anômalos na superfície são indicadores de contaminação por influência antropogênica (efluentes industriais e domésticos).

Em águas subterrâneas que circulam em rochas ígneas pobres neste composto, o teor fica em geral abaixo de 30 mg/L (DVWK, 1996). A concentração de Cl- em águas subterrâneas também pode ser elevada devido à chuva contendo o mesmo (CLAASEN et al., 1986). Em zonas costeiras há contribuição dos aerossóis marinhos. Valores acima de 250 mg/L são considerados fora do padrão de potabilidade (Ministério da Saúde, PORTARIA Nº 518, 2004).

#### Nitrato ( $\text{NO}_3^-$ )

O íon ( $\text{NO}_3^-$ ) tem grande mobilidade e pode ser retirado da atmosfera e depositado camadas superiores do solo pela atividade de bactérias, migrando facilmente para a água subterrânea. As plantas necessitam do nitrogênio para sobreviver, no entanto ao morrerem liberam este elemento novamente para o sistema. Independente da origem deste elemento a sua presença é sempre indesejada. As águas subterrâneas apresentam, em geral, teores de nitrato que variam de 0,1 a 10 mg/L. Concentrações de nitrato (como N) superiores a 10mg/L são impróprios para o consumo humano e estão acima do limite permitido por lei (Ministério da Saúde, PORTARIA Nº 518, 2004), podendo causar metahemoglobinemia e câncer.

#### 7.3.5 Variáveis hidrogeológicas do Aquífero Atuba

As rochas fraturadas do Aquífero Atuba são condicionadas por uma tectônica rúptil intensa e o fluxo da água subterrânea se faz por meio de descontinuidades preferenciais (conforme apresentado no capítulo 4), as quais são responsáveis pela porosidade secundária do meio rochoso.

Na área de estudo os litotipos por onde as águas circulam são: (a) gnaiss granodiorítico; (b) gnaiss granito; (c) gnaiss anfibolítico; (d) injeções quartzo-feldspáticas e porções pegmatíticas; (e) diques de diabásio e lamprófiro; (f) veios de epidoto e de calcita. Em vista do forte controle estrutural e litológico exercido no aquífero, o meio apresenta grande heterogeneidade e anisotropia direcional segundo as fraturas mais abertas (ver apresentação dos padrões estruturais gerais, pg. 88).

Aliada a estes controles naturais, a complexidade na análise da origem dos tipos de água subterrânea presentes no aquífero é somada às discrepâncias e a heterogeneidade dos dados referentes às variáveis hidrogeológicas utilizadas nesta pesquisa. Outro fato a ser considerado é a influência antropogênica no sistema hídrico, situação comum em grandes áreas urbanas. Neste contexto, o primeiro passo da análise buscando minimizar as heterogeneidades geradas por origem não natural, foi a estruturação e análise qualitativa dos dados hidrogeológicos.

Para representar os resultados obtidos foram geradas tabelas e gráficos utilizando os programas: Excel, Statistica v.7, Grapher v.6 e o Aquachem v 3.7.

#### Estrutura e critérios de avaliação das amostras

No cadastro hidrogeológico da tese constam 476 análises físico-químicas realizadas em amostras de águas de poços tubulares profundos perfurados na região metropolitana de Curitiba (Anexo 04, arquivo digital em CD). Deste universo, 387 são análises físico-químicas de água subterrânea coletadas no município de Curitiba.

Na pesquisa, a quantidade de casos listados no inventário hidrogeológico, não corresponde ao total de poços tubulares profundos no município, em razão da não recuperação ou inexistência dos dados, já que no cadastro dos poços constam 1672 sondagens. Também deve ser mencionado que nem todas as análises de água contém as informações completas dos parâmetros físicos-químicos, impossibilitando a comparação da concentração total dos cátions e dos ânions por meio do balanço iônico. Por esta razão, o conjunto de amostras selecionadas nos diferentes testes estatísticos, realizados neste capítulo, varia conforme a disponibilidade dos cátions dados.

Em pesquisas geoquímicas, os cálculos nos diagramas ternários e comparações entre as variáveis são feitas convertendo-se as unidades expressas normalmente em mg/L, para o meq/L (peso equivalente), portanto a conversão das unidades foi o passo inicial. Na continuidade, as análises foram avaliadas qualitativamente segundo o balanço iônico, ou seja, EBI (SCHOELLER, 1962). Conforme Custodio (1983a) os erros do balanço iônico aceitáveis são inversamente proporcionais ao aumento da concentração iônica, sendo possível estabelecer margens admissíveis conforme a seguinte relação:

|   |    |     |     |      |       |
|---|----|-----|-----|------|-------|
| Condutância específica ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ): | 50 | 200 | 500 | 2000 | >2000 |
| Erro admissível (%):                                | 30 | 10  | 8   | 4    | 4     |

Para a checagem do erro admissível e posterior análise dos dados hidrogeológicos, foram selecionadas 342 análises, dentre as quais 326 apresentaram EBI inferior 10 % e 16 casos com erro entre 11 - 20%. O valor da mediana encontrada entre os limites 25 % e 75 % foi a de 2,17



% demonstra que o conjunto de dados satisfaz o critério de EBI (Figura 7.27). A distribuição dos erros de EBI também pode ser visualizada no histograma da figura 7.28.

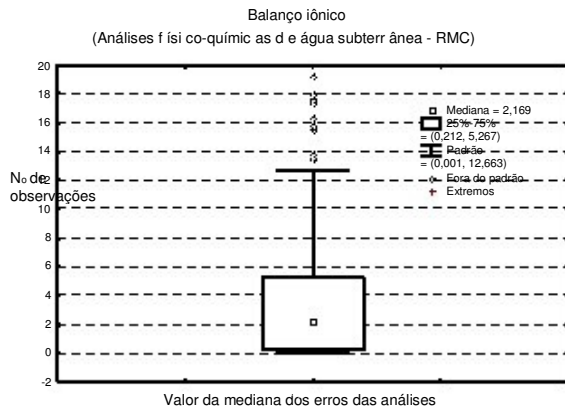


Figura 7.27: Box-Plot que mostra a mediana encontrada para os valores de erro nas análises químicas.

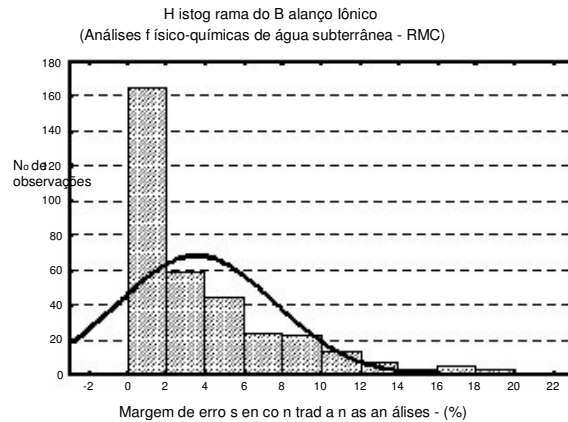


Figura 7.28: Histograma com a distribuição nos valores de erro de EBI.

Embora as análises sejam aceitáveis quanto ao critério de EBI, o parâmetro físico-químico pH e a condutividade elétrica (CE) são medidos na maioria dos casos em laboratório resultando em valores provavelmente mais elevados para o pH. Outra limitação nas interpretações dos dados físico-químicos foi à ausência das medidas de temperatura da água.

Como a condutividade elétrica deve apresentar, em geral, correlação positiva com os valores de sólido totais dissolvidos (TDS), as medidas destes dois parâmetros foram comparadas entre si (Figura 7.29). Para tanto foram utilizadas 326 amostras com EBI de até no máximo 10%, buscando realizar uma primeira checagem dos valores, já que no estado natural à condutividade elétrica deve ser proporcional à quantidade de TDS.

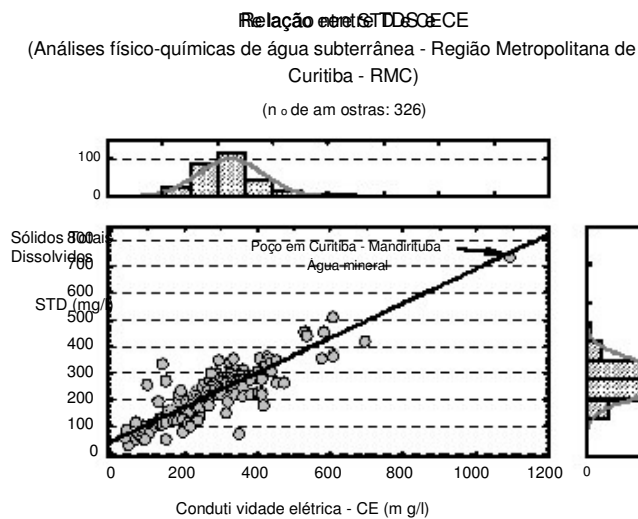


Figura 7.30: Histograma mostrando a correlação entre os parâmetros CE e TDS.

O gráfico de histograma com barras (Figura 7.29) mostra certas discrepâncias como pode ser visto na nuvem de pontos onde vários casos não se ajustam de forma adequada à reta. Por esta razão, ao invés de utilizar o TDS determinado pelo laboratório, foram usados os valores de TDS calculado (Figura 7.30).

No total dos 326 casos, 61% das análises apresentam condutividade elétrica com valores de 35µS/cm até 360 µS/cm acima da concentração de TDS (Figura 7.30).

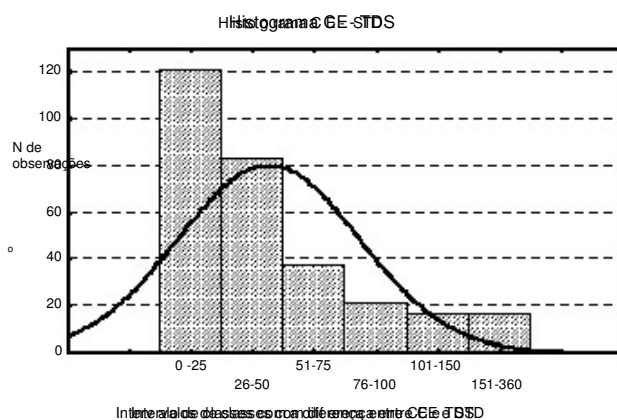


Figura 7.29: Histograma mostrando a correlação entre os parâmetros CE e TDS.

Como o parâmetro CE é medido em laboratório, os erros foram atribuídos em parte ao aumento da temperatura. Por esta razão optou-se por utilizar os valores de TDS calculados para visualizar de forma aproximada o grau de mineralização das amostras de água subterrânea relativas ao Aqüífero Atuba na RMC como será mostrado adiante na caracterização geoquímica das águas.

#### 7.3.6 Classificação das fácies geoquímicas das águas subterrânea no Aqüífero Atuba

Para a classificação das fácies geoquímicas e comparação de distintos grupos de águas quanto aos íons dominantes, foi utilizado o diagrama de Piper (1944) buscando evidenciar possíveis correlações entre íons de uma mesma amostra, ou ressaltar variações temporais ou espaciais existentes. No total foram selecionadas 291 amostras, dentre as quais fazem parte, para fins de comparações, 7 análises referentes a águas de poços perfurados unicamente na Formação Guabirota e 30 análises correspondentes a águas do Aqüífero Karst. Estas últimas foram gentilmente cedidas pelo geólogo Dr. Eduardo Chemas Hindi.

A primeira parte da análise faz uma abordagem geral do comportamento das águas tendo como base o diagrama de Piper e gráficos específicos construídos para determinados elementos.

Na segunda parte do trabalho, os grupos obtidos no diagrama de Piper são apresentados por meio de diagramas estatísticos do tipo Box Plot e do tipo Stiff e na sequência são discutidos um a um quanto a suas tendências principais.

#### 7.3.7. Abordagem geral (Diagrama de Piper)

Com base na classificação das amostras de água, utilizando-se o diagrama de Piper, verifica-se a ocorrência de distintas fácies hidrogeoquímicas. Exceto alguns casos à parte, cuja tendência deve ter sido induzida por influência antrópica, as variações dos litotipos e as misturas induzidas pela percolação de água em estruturas tectônicas provalmente são as grandes responsáveis pela variabilidade no arcabouço químico-mineralógico das águas subterrâneas do Aquífero Atuba.

A primeira característica a ser analisada é uma linha de tendência (da esquerda para direita) indicando uma evolução da composição química no campo dos cátions onde ocorre sucessivamente concentração mais alta de sódio em detrimento do cálcio e, respectivamente, tendência mais alcalina no meio (Figura 7.31). Partindo da premissa que o sistema aquífero é extenso e medianamente profundo e, que as águas em maior profundidade circulam lentamente tendo maior tempo de residência entre as fraturas, é muito provável que os teores nas águas em distintas porções do aquífero estejam enriquecidas em determinados íons devido à concentração sucessiva ou em função de trocas iônicas entre os elementos. Os processos de troca iônica, nos quais principalmente o íon  $\text{Ca}^{2+}$  e, em menor quantidade o íon  $\text{Mg}^{2+}$  são substituídos pelo  $\text{Na}^{2+}$ , mostram um padrão coerente em aquíferos fraturados como anteriormente demonstrado no perfil de zoneamento geoquímico vertical de águas subterrâneas em terrenos cristalinos (Figura 7.25, pg. 168). No entanto, deve-se lembrar que o modelo de Gascoyne e Kamineni (1993) leva em consideração as condições climáticas e geológicas do ambiente estudado por estes autores.

No Aquífero Atuba, o cátion magnésio também está presente, porém a maior nuvem de pontos ocorre no campo correspondente às águas cálcicas, com alguns casos anômalos onde as amostras mostram-se claramente enriquecidas em  $\text{Mg}^{2+}$ . Em geral os teores de magnésio tem a tendência semelhante em relação ao comportamento do  $\text{Ca}^{2+}$ , ou seja, com o aumento da alcalinidade ocorre a insolubilização de ambos os íons e conseqüente acréscimo nos teores de sódio. No triângulo demarcado em amarelo (campo dos cátions) observa-se o caráter misto entre as águas, com tendência cálcico-sódica. Em relação ao potássio as baixas concentrações (valor da mediana: 2 mg/L) são o resultado provável apenas do intemperismo de feldspatos, não tendo havido enriquecimento neste elemento químico, pois a profundidades maiores a quantidade de  $\text{K}^{+}$  tende a diminuir enquanto a de  $\text{Na}^{+}$  tende a aumentar. Embora as amostras estejam quase que

totalmente contidas no losango das bicarbonatadas, no campo dos ânions observa-se três comportamentos diferenciados, havendo apenas algumas exceções. O grupo maior apresenta o predomínio do íon  $\text{HCO}_3^-$ , uma segunda tendência é o aumento nos ânions  $\text{Cl}^-$  e  $\text{NO}_3^-$ , enquanto que um terceiro agrupamento mostra evolução no sentido do íon sulfato havendo um caso anômalo, cujas características serão discutidas adiante. No losango central, observa-se em conjunto a distribuição de todos os elementos, ficando novamente evidente a presença de diferentes fácies transicionais na evolução hidroquímica o que sugere processos de mistura de águas. A relação entre os íons dominantes permitiu identificar oito fácies geoquímicas. Os grupos 9 e 10, por sua vez, correspondem respectivamente ao Aquífero Karst e a águas de lentes arcoseanas da Formação Guabiruba. As amostras foram incluídas com o objetivo comparativo buscando identificar possíveis inter-relações entre os sistemas. Os agrupamentos encontrados também são mostrados conforme a tabela 7.14.

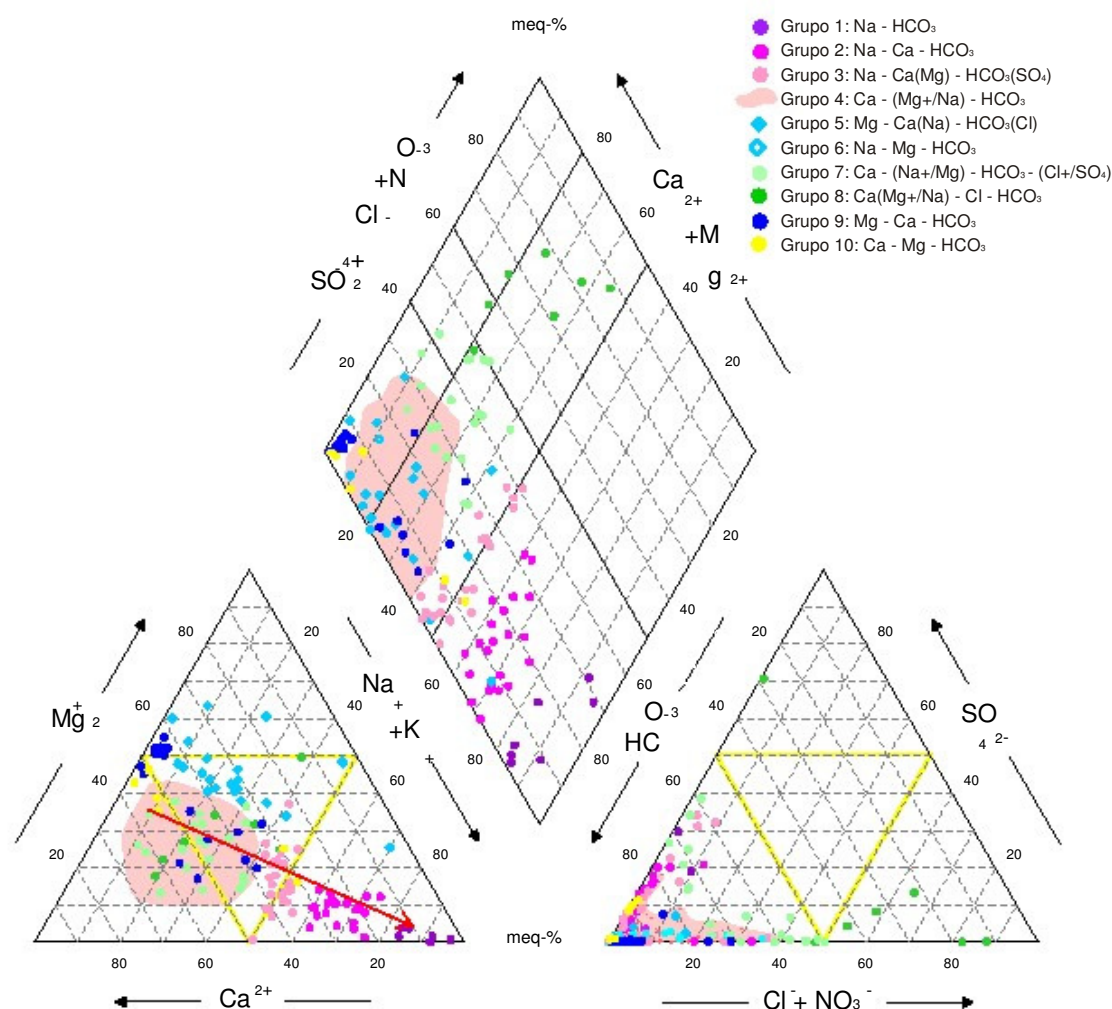


Figura 7.31: Dados hidrogeoquímicos das águas subterrâneas do Aquífero Atuba representados no diagrama de Piper. A seta em vermelho no campo dos cátions mostra a tendência mais sódica nesta direção.

Tabela 7.14: Fácies hidrogeoquímicas obtidas com a análise de Piper.

| Grupo F | Fácies hidrogeoquímica                                    | Característica              | Fonte            |
|---------|---|-----------------------------|------------------|
| 1       | Na - HCO <sub>3</sub>                                     | ↑ maior tempo de residência | Aqüífero Atuba   |
| 2       | Na - Ca - HCO <sub>3</sub>                                |                             |                  |
| 3       | Na - Ca(Mg) - HCO <sub>3</sub> (SO <sub>4</sub> )         |                             |                  |
| 4       | Ca - (Mg+/Na) - HCO <sub>3</sub>                          | mistas                      |                  |
| 5       | Mg - Ca(Na) - HCO <sub>3</sub> (Cl)                       | magnesianas                 |                  |
| 6       | Na - Mg - HCO <sub>3</sub>                                | básica?                     |                  |
| 7       | Ca - (Na+/Mg) - HCO <sub>3</sub> - (Cl+/SO <sub>4</sub> ) | influência antrópica        |                  |
| 8       | Ca(Mg+/Na) - Cl - HCO <sub>3</sub>                        |                             |                  |
| 9       | Mg - Ca - HCO <sub>3</sub>                                | -                           | Aqüífero Karst   |
| 10      | Ca - Mg - HCO <sub>3</sub>                                | ↓ mineralização             | Fm. Guabirrotuba |

NOTA: Os símbolos matemáticos +/- correspondem a condição de presença dos cátions (e/ou).

Em geral as águas do Aqüífero Atuba apresentam mineralização média baixa com 206,5 mg/L (Figura 7.32).'

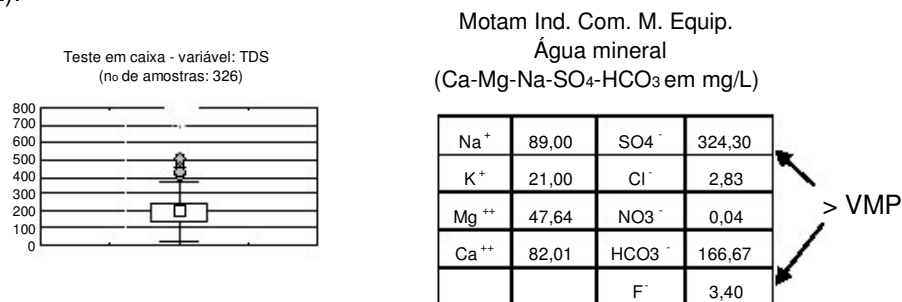


Figura 7.32: Grau de mineralização geral (unidade: mg/L) para as águas do Aqüífero Atuba. Na tabela ao lado os valores de SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> e F<sup>-</sup> estão acima do limite de potabilidade (VMP).

Um caso excepcional é visto no gráfico da figura 7.32 e corresponde a um poço perfurado em rochas do Complexo Atuba entre o município de Curitiba e Mandirituba. A anomalia foi confirmada e apresenta grau de mineralização alto, porém o caso é único (CE: 1093 µs/m; TDS: 737 mg/L; pH 7,10). Outras 17 ocorrências com TDS entre 335 e 514 mg/L, correspondem a médio grau de mineralização, dentre os quais 3 amostras estão relacionadas ao grupo 1 (maior tempo de residência), 9 casos referem-se a águas mistas e 5 análises mostram-se valores mais altos de cloreto e/ou nitrato, indicando influência antrópica.

Se forem considerados os exemplos mundiais (HAMILL e BELL, 1986) e regionais apresentados na primeira parte (ver tabela 7.1 da pg. 162), em aqüíferos fraturados em granitóides ou quartzitos, o grau geral de mineralização no Aqüífero Atuba a primeira vista parece estar acima da média, no entanto os litotipos na região são variados desde rochas de

composição com tendência ácida até rochas básicas, refletindo na composição das águas. Um outro fator de grande contribuição nas concentrações dos íons é a influência tectônica, cuja atuação é responsável pela trituração dos minerais permitindo que estes interajam de forma mais efetiva com o meio. Na área de pesquisa sabe-se que as estruturas rúpteis abertas são condicionantes importantes, ocasionando anisotropias e servindo como caminhos preferenciais por onde ocorre a infiltração e a circulação da água subterrânea no aquífero. A discussão mais aprofundada sobre o papel das estruturas do aquífero nas características hidroquímicas da água subterrânea local é feita no capítulo final de integração dos dados.

Quanto aos íons  $\text{HCO}_3^-$ , o equilíbrio da relação entre o  $\text{CO}_2$  e  $\text{H}_2\text{O}$  próximo às áreas superficiais e/ou de infiltração, assim como as reações de hidrólise dos silicatos nas rochas granodioríticas e rochas básicas influenciam diretamente no caráter bicarbonático na região. O aporte externo de  $\text{CO}_2$  pode ser trazido pela água meteórica, ou gerado por reações químicas envolvendo a ação de bactérias em formações superficiais e argilas ricas em matéria orgânica, com a conseqüente liberação do gás carbônico. O  $\text{CO}_2$  dissolvido junto com as moléculas de água ou como mencionado, as reações de hidrólise, resultam em bicarbonato no sistema. Em áreas altamente urbanizadas também é comum o acréscimo na concentração de bicarbonato devido à influência antropogênica (nestas situações também há em geral o acréscimo de nitratos e nitritos). Uma outra variante para explicar em parte a contribuição na gênese na concentração do bicarbonato nestas águas, seria a interligação entre o Aquífero Karst e o Aquífero Atuba. Usando a razão iônica  $\text{rMg}^{2+}/\text{rCa}^{2+}$  buscou-se mostrar a relação entre estes íons dissolvidos na água. Segundo a literatura (MATTHES, 1994) se a razão entre os íons citados for muito próxima do valor 1, costuma-se inferir a origem das concentrações encontradas, a um substrato rico em dolomito ou com serpentina para as águas. Ao contrário, valores muito altos sugerem águas ricas em silicatos magnesianos dissolvidos, cuja fonte poderia ser as rochas básicas. Essa razão foi usada com ressalvas, pois com a precipitação do  $\text{CaCO}_3$  ou processos de trocas iônicas onde o cálcio por natureza é mais facilmente fixado que o magnésio, haverá, conseqüentemente, o aumento da razão  $\text{rMg}^{2+}/\text{rCa}^{2+}$ . Os valores das medianas encontradas para a razão iônica  $\text{rMg}^{2+}/\text{rCa}^{2+}$  das fácies geoquímica obtidas por meio do Piper são apresentados no gráfico da figura 7.33.



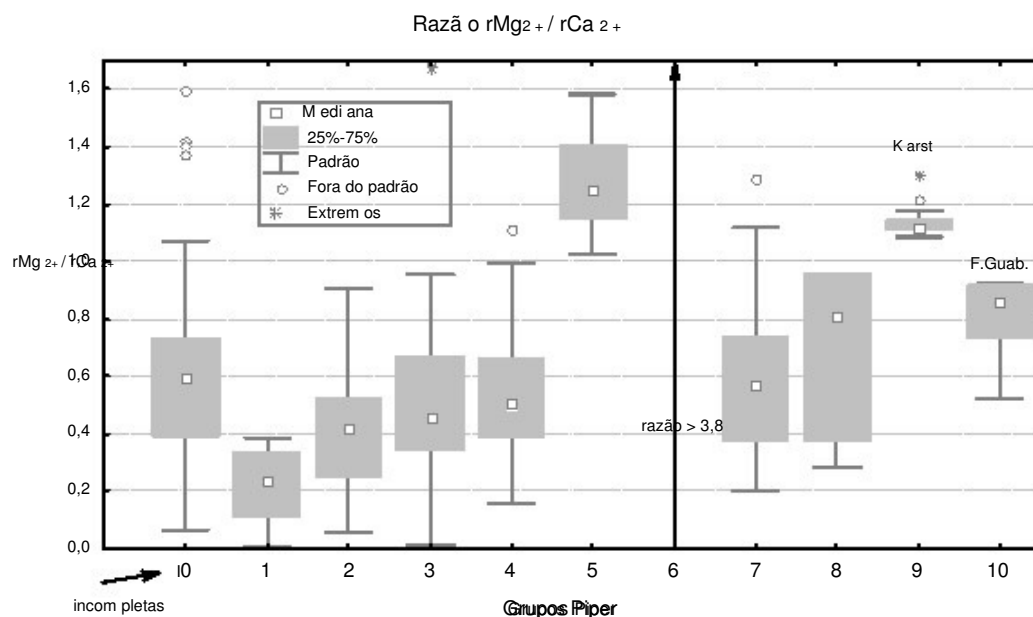


Figura 7.33: Mediana das razões iônicas  $rMg^{2+}/rCa^{2+}$  calculada para as fácies hidroquímicas do Aquífero Atuba.

Ao todo foram utilizadas 349 análises do Atuba, 20 análises do Karst e 7 análises da Formação Guabirotuba. Dentre todos os casos analisados, o grupo 5 onde as águas apresentam tendência magnesiânica, é o que mais se aproxima da razão iônica acima citada ao mostrar comportamento diferenciado quando comparado ao conjunto Atuba. No entanto, a razão iônica no referido grupo tende a aumentar a partir do valor 1, podendo ser indicativo de maior influência de rochas metabásicas, diques e/ou misturas.

Tendo em vista a influência da tectônica rúptil na região, onde falhas e/ou zona de falhas de grande porte, principalmente aquelas de direção N-S, atravessam nitidamente tanto o Complexo Atuba no município de Curitiba, quanto a norte se estendendo em áreas do Karst, não se descarta a possibilidade de interligação entre ambos os sistemas aquíferos.

A respeito do íon  $SO_4^{2-}$ , em superfície a influência antropogênica poderia ser a responsável pelo ânion, no entanto o aumento nos teores ocorre em profundidade sugerindo ser mais provável que o elemento esteja associado a águas com maior tempo de residência. Ou seja, o sulfato é altamente móvel, portanto em um sistema onde as águas circulam com maior velocidade, o íon não estaria mais presente em concentrações elevadas.

No aquífero fissurado o cloreto não tem sua origem na rocha e conforme as análises as ocorrências em profundidade apresentam valores desprezíveis, embora o elemento apresente solubilidade e mobilidade maior que a do sulfato. Isso pode ser um indicativo de que o sistema fraturado intermediário a profundo ainda é pouco afetado pelo sistema mais superficial, já que o

cloreto é, provavelmente, de origem antropogênica. Em pequena parte o Cl- em superfície pode ser atribuído a contribuição da chuva, mas se for considerado o tamanho e grau de urbanização do município de Curitiba, então os efluentes domésticos e industriais devem ser as prováveis fontes do elemento. O mesmo ocorre com as amostras de água com concentrações mais altas em nitratos, fato recorrente nas fácies hidroquímicas 7 e 8, ambas associadas às águas de níveis mais superficiais e com maior influência antropogênica. Outra explicação plausível para o Cl- é cerca de 40% de água tratada e fornecida pela Companhia de Saneamento do Paraná (SANEPAR), portanto água cloretada, historicamente é perdida por vazamento na rede de distribuição (DALARMI, 1995). Esta perda se dá em maior volume na região do município de Curitiba e segundo as análises, o maior número de amostras de água com a presença de cloretos e ainda, os teores mais elevados, estão distribuídos preferencialmente na Matriz.

Teores anômalos de fluoreto foram registrados nas águas do aquífero e as concentrações mais altas mostram correlação positiva com as concentrações mais elevadas de sódio e sulfato.

O fluoreto foi encontrado em águas subterrâneas de 200 poços tubulares profundos no município de Curitiba e 29 amostras nas circunvizinhanças, dentre os quais 30 casos apresentam concentrações entre 1 mg/L a 11,4 mg/L (Figura 7.34). Presumindo-se que nem todas as análises deste elemento foram consideradas, principalmente nos poços mais antigos, e que o cadastro hidrogeológico não contém todos os casos atualizados, é muito provável que a ocorrência do F- seja ainda maior.

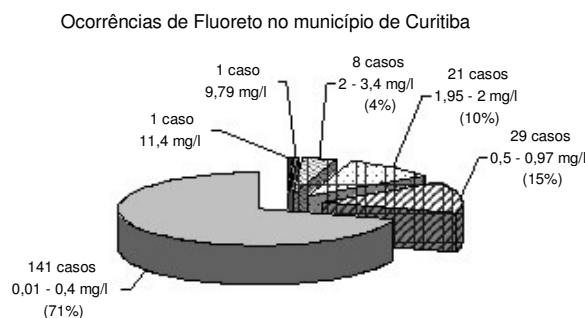


Figura 7.34: Gráfico que mostra as ocorrências de F- no município de Curitiba

Em geral, as altas concentrações de F- estão associadas aos poços de maior profundidade, provavelmente em áreas onde as águas circulam mais lentamente nas fraturas em rochas granitóides e onde a temperatura permita a dissolução da fluorita. O pH das águas com concentrações de fluoreto mais altas que 1 mg/L (32 casos), apresenta valor com 8,16 indicando ambiente alcalino. Segundo Hitchon et al. (1999) o conteúdo de fluorita (fonte do flúor) é controlado quase exclusivamente pela concentração de cálcio. O gráfico Ca<sup>2+</sup> versus F- mostra a

tendência de decréscimo da concentração de cálcio com o aumento da concentração de F- (Figura 7.35). Por meio da análise é observado correlação negativa onde predominam as maiores concentrações de F- para análises de água com teores de cálcio inferiores a 15 mg/L.

Para a melhor visualização desta correlação, foram utilizados valores de F- com teor máximo de até 0,2 meq/L. Duas amostras com teores de F- de 0,5 e 0,6 meq/L e, respectivamente cálcio com teores de 0,14 e 0,3 meq/L, foram excluídas no gráfico (Figura 7.35).

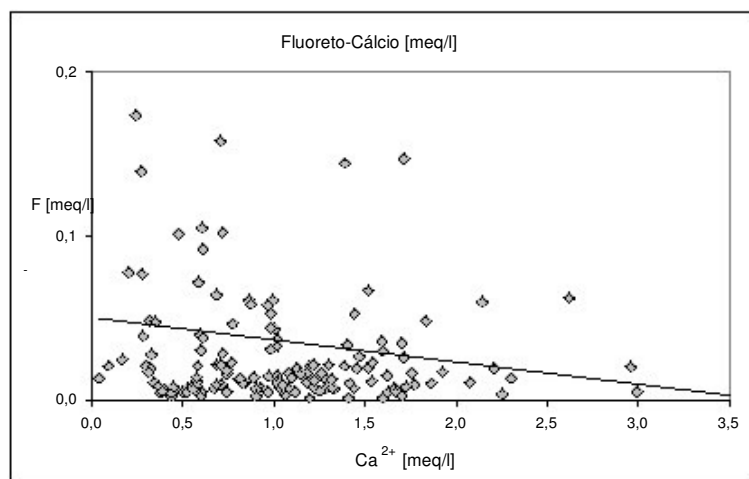


Figura 7.35: Correlação negativa entre os íons de fluoreto e cálcio.

Na comparação entre os íons F- e  $\text{SO}_4^{2-}$ , embora o número de análises com concentrações altas de fluoreto seja limitado, ainda assim é verificada correlação positiva entre ambos os elementos (Figura 7.36). Duas amostras com as concentrações de sulfato de 2 e 6 meq/L e, respectivamente, 0,0005 e 0,2 meq/L para o íon cálcio, foram excluídas no gráfico (valores extremos).

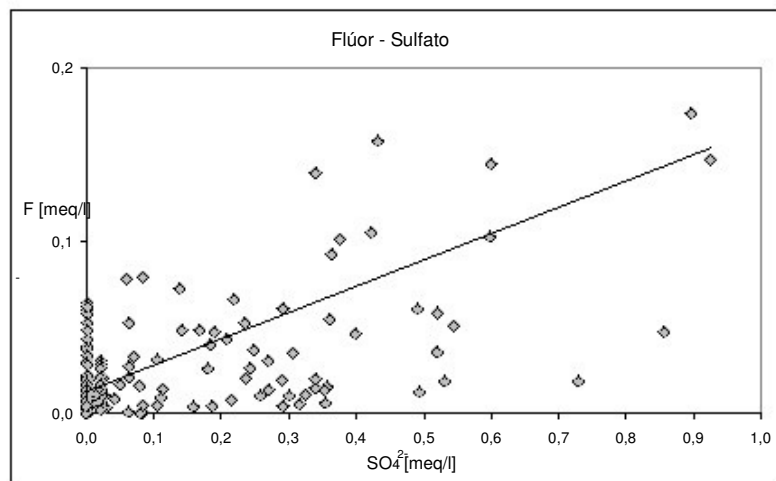


Figura 7.36: Correlação positiva entre os íons de fluoreto e sulfato.

Como visto, o cloreto ocorre quase que exclusivamente em superfície, enquanto que o fluoreto geralmente está presente nos tipos de águas que também contém teores mais altos de sódio e sulfato, isso reflete o caráter de enriquecimento dos íons em geral, e maior tempo de residência permitindo a dissolução da fluorita. Os casos mais notáveis de alto teor neste elemento foram listados na tabela 7.15, além de outras ocorrências abaixo de 1,7 mg/L.

De acordo com informações obtidas nas empresas de perfuração de poços, em alguns casos após médio período de bombeamento, os teores de F- se reduzem. Esse fato deve ser resultado da provável ativação da circulação das águas no sistema fraturado, havendo maior mistura e diluição com águas menos mineralizadas. No entanto, é interessante observar que em outras situações a presença do F- permanece, como no caso (1) e (2) da tabela 7.15 (pg. 185). O primeiro caso (no Uberaba) foi perfurado no ano de 1995, contudo a análise físico-química de água feita no ano 2000 ainda contém o elemento (2,80 mg/L). No mesmo local no ano de 2002 foi perfurado um segundo poço (caso 2) e também foi identificado F- com teor de 1,76 mg/L.

Outros dois casos merecem destaque e são os poços do Condomínio Mont Royal e do Cond. Edifício Tibet (Tabela 7.15, casos 6 e 7), ambos foram construídos quase no mesmo período e localizam-se nas vizinhanças um do outro. Nos dois locais as 1ª entradas de água ocorrem apenas abaixo de 300 m de profundidade, o intervalo anterior é descrito como maciço (Condomínio Mont Royal) e as concentrações de F- são semelhantes (2,75 e 3,00 mg/L), indicando que a água que abastece ambos os poços é provavelmente retirada da mesma zona de fraturas da rocha (SALAMUNI<sup>1</sup>, 2008).

Tabela 7.15: Principais ocorrências com alto teor de fluoreto no município de Curitiba.

| Caso | Bairro       | Ano em que foi feita a perfuração | Ano (análise) | Prof. (m) | Vazão (m³/h) | pH   | Fluoreto (mg/L) |
|------|--------------|-----------------------------------|---------------|-----------|--------------|------|-----------------|
| 01   | Uberaba      | 1995                              | 2000          | 203       | 0,6          | 7,51 | 2,80            |
| 02   | Uberaba      | 1995                              | 2002          | 350       | 5,28         | 8,24 | 1,76            |
| 03   | Vista Alegre | 2001                              | 2001          | 150       | 3,38         | 9,16 | 1,92            |
| 04   | Butiatuvinha | 2002                              | 2002          | 356       | 3,34         | 7,21 | 1,95            |
| 05   | Cabral       | 2003                              | 2003          | 282       | 1,8          | 7,99 | 2,00            |
| 06   | CIC          | 2003                              | 2003          | 270       | 5,8          | 8,14 | 2,65            |
| 07   | Água Verde   | 2005                              | 2005          | 352       | 8            | 8,20 | 2,75            |
| 08   | Água Verde   | 2005                              | 2005          | 307       | 8            | 8,26 | 3,00            |
| 09   | J. Américas  | 2004                              | 2004          | 400       | 3            | 8,29 | 3,00            |
| 10   | Curitiba /   | 2003                              | 2003          | 300       | 2,2          | -    | 3,40            |
| 11   | J. Botânico  | 2003                              | 2003          | 378       | 10,78        | 7,10 | 3,30            |
| 12   | Pinheirinho  | 2003                              | 2003          | 424       | 1,03         | 8,94 | 9,79            |
| 13   | Tarumã       | 2007                              | 2007          | 250       | 5,28         | 8,77 | 11,40           |

<sup>1</sup> SALAMUNI, E. (2008): Os poços tubulares profundos de Curitiba. Curitiba; 1/05/2007. Informação verbal.

Conforme os exemplos citados, a origem do fluoreto tem sido atribuída à atuação de ocorrências geoquímicas de amplitude regional, sugerindo que o Aquífero Atuba se enquadra no mesmo âmbito. O excesso de mineralização em F- tem sido recorrente no aquífero fraturado do Complexo Atuba e como já mencionado na maioria dos poços as concentrações mais altas estão relacionadas às cotas de maior profundidade. A distribuição das ocorrências no município é mostrada na figura 7.37.

Teores anômalos de fluoreto também tem sido registrados nos Aquíferos Serra Geral e Botucatu, com concentrações de 1 a 13,3 mg/L (PERRONI et al., 1985). Segundo o IPT (1986) a origem do elemento é reflexo do condicionamento estrutural e da circulação de fluidos hidrotermais durante as diversas fases de magmatismo alcalino no Paraná. Outros estudos associam os teores anômalos de fluoreto nos Aquíferos Botucatu e Serra Geral (3,6 a 12 mg/L), no estado de São Paulo, a contribuições de águas alcalinas mais confinadas oriundas do Aquífero Botucatu, resultando em águas bicarbonatadas sódicas (FRAGA, 1992; REBOUÇAS, 1994). No Aquífero Guarani diversas hipóteses vêm sendo levantadas para explicar as anomalias de fluoreto nas águas subterrâneas, uma delas seria o resultado do intemperismo de minerais de rochas granitóides (SILVA et al., 2002).

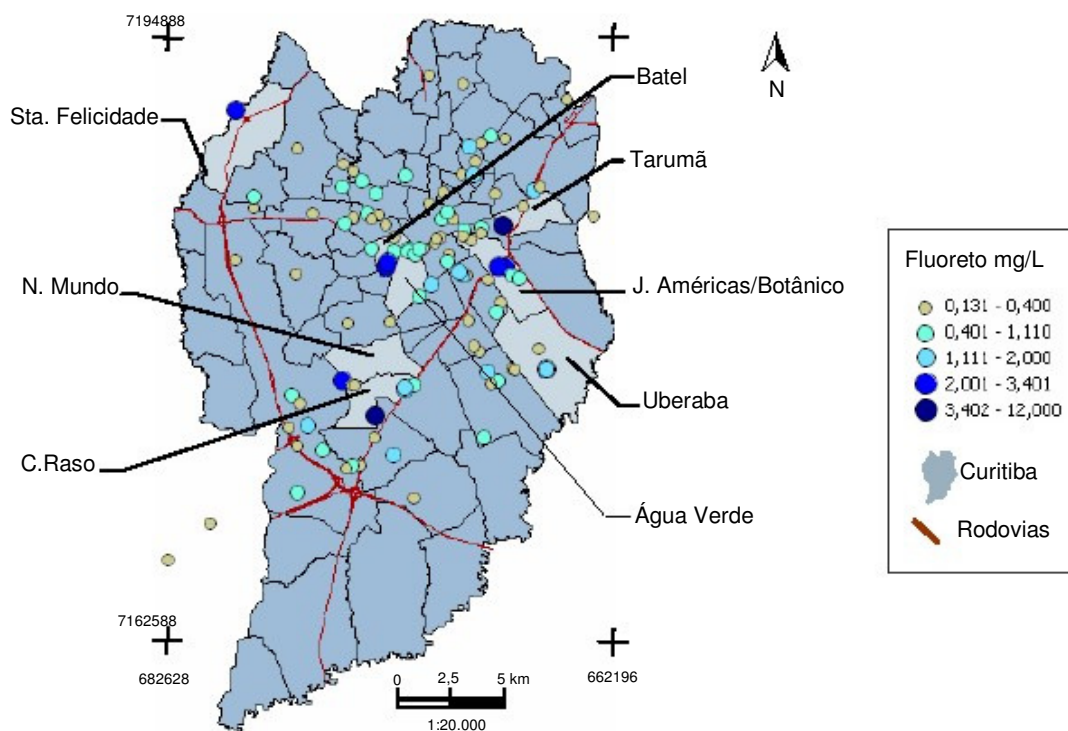
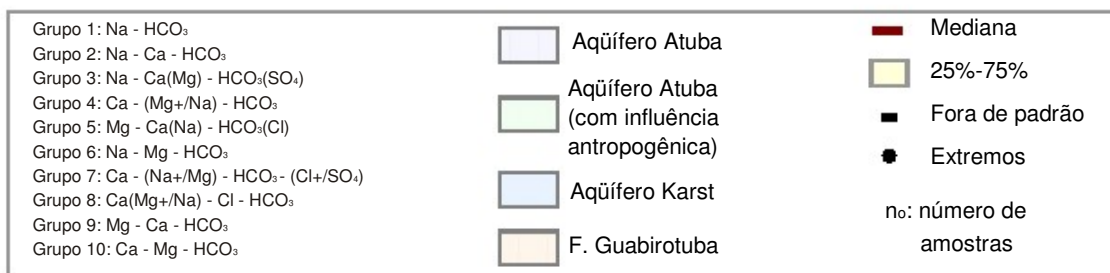


Figura 7.37: Mapa com a localização das ocorrências de fluoreto no município de Curitiba.

### 7.3.8 Caracterização das fácies hidrogeoquímicas por meio de gráficos estatísticos

No diagrama de Piper as amostras foram analisadas em partes proporcionais ao peso equivalente dos íons predominantes. Com esta premissa, foram incluídos em uma classificação geral somente os íons que apresentaram o valor do peso equivalente maior ou igual a 10% (1º os cátions e 2º os ânions). As oito fácies hidrogeoquímicas das águas do Aqüífero Atuba, por sua vez, foram agrupadas utilizando em conjunto informações qualitativas com base nos dados existentes, incluindo os dados históricos, informações morfotectônicas e dos litotipos da área, com o objetivo de auxiliarem no diagnóstico dos tipos de águas presentes. Por esta razão, para comprovar a existência destes agrupamentos e discutir as características físico-químicas de cada fácies geoquímica, optou-se por representar estatisticamente as amostras classificadas no diagrama de Piper por meio de diagramas do tipo Box-Plot buscando uma visão em conjunto das diferentes tendências conforme suas concentrações absolutas em mg/L. Uma outra forma escolhida para representar graficamente as concentrações químicas foi utilizando diagramas de Stiff, onde é possível uma comparação visual rápida entre os tipos de água. O tamanho do polígono, mostrados em conjunto no final do capítulo, indica a maior ou menor concentração dos íons dominantes. Nos gráficos Box-Plot os grupos classificados de acordo com sua evolução hidrogeoquímica e utilizando simbologias e escala de cores de forma padronizada para todas as figuras, seguem a legenda abaixo:



As variáveis caracterizadas nos diagramas Box-Plot são apresentadas na seguinte ordem: grau de mineralização; pH; cálcio; magnésio; potássio; cloreto; nitrato; sulfato; sódio; bicarbonato; fluoreto; dureza dos carbonatos e dureza total. O número de amostras com as quais foram realizados os testes estatísticos (Box-Plot) é indicado na parte inferior de cada diagrama.

#### Grau de mineralização

Para caracterizar as fácies hidrogeoquímicas presentes, as fácies do Aqüífero Atuba foram posicionados espacialmente lado a lado da esquerda para direita, segundo os seguintes trends dominantes: (a) trocas iônicas, (b) tendência mista, (c) maior influência superficial, (d) influência antropogênica, (e) Aqüífero Karst e (f) Formação Guabirotuba.



É importante ressaltar que as águas em geral apresentam caráter misto e mineralização média baixa, embora nos grupos 1, 2 e 3 a concentração geral dos íons é controlada predominantemente pelas espécies iônicas sódio e bicarbonato. Estas fácies foram associadas a águas com maior tempo de residência ao longo das fraturas, dentre as quais a primeira é o trend que melhor evidencia o caráter sódico (Figura 7.38). A fácies 4 é o grupo que contém o maior número de amostras e representa a média geral de todas as variáveis no aquífero, estando associada a um sistema intermediário onde a circulação é predominantemente ativa. O menor grau de mineralização ocorre nos grupos 5 e 6 onde as águas apresentam tendência magnesiana. Já o aumento na mineralização dos grupos 7 e 8 foi atribuído, pelo menos em parte, a contribuição antropogênica, como será novamente discutido adiante ao serem apresentados os diagramas com os elementos químicos cloreto e nitrato.

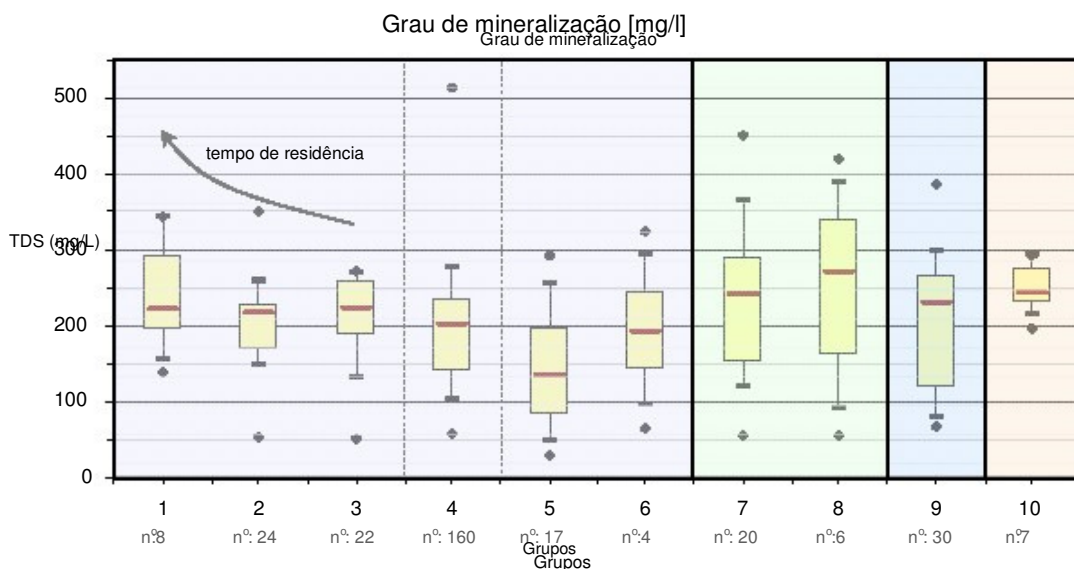


Figura 7.38: Valores das medianas mostrando o grau de mineralização nas fácies hidrogeoquímicas analisadas.

O grupo 9, representado pelas águas do Aquífero Karst, também contém mineralização média baixa, assim como na Formação Guabirotuba. Os poços neste último grupo estão situados na região do Irai Canguiri em Pinhais, e de acordo com Henrichs et al. (1998), as sondagens foram realizadas somente nos sedimentos, não ultrapassando as rochas do Complexo Atuba. A profundidade dos poços onde cada fácies está inserida é variada, no entanto observa-se que nos grupos associados a maior tempo de residência os poços foram perfurados a cotas mais profundas. No grupo 1 a profundidade dos poços varia entre 200 e 424 m, no grupo 2 o intervalo é de 150 a 408 m, já no grupo 3 a heterogeneidade é maior, predominando os poços com profundidades menores que 150 m. Por outro lado, os poços referentes ao grupo 5 estão situados preferencialmente nas áreas mais altas a nordeste de Curitiba, ou seja, em prováveis áreas de

recarga. A relação da profundidade com o grau de mineralização é difícil de estabelecer para o grupo 4, o qual engloba o maior número de amostras. Nesta fácies existem comportamentos variados e a tendência das águas é preferencialmente mista, portanto a contribuição das águas pode vir de diferentes níveis fraturados interconectados.

### Valores de pH

Embora os valores de pH não tenham sido medidos em laboratório, ainda assim observa-se tendências claras que condizem com o contexto até então apresentado. O grupo 4 (tendência mista) apresenta em média pH igual a 7,5 (ligeiramente alcalino) o que foi considerado normal para os gnaisses granodioríticos e migmatitos (litotipos freqüentes). O Aquífero Karst e as fácies magnesianas do Aquífero Atuba também apresentam pH próximo a 7,5. Nas amostras da Formação Guabirrotuba, pouco mineralizadas, o pH tende a ácido com o valor da mediana de 6,8. Valores de pH predominantemente ácidos são encontrados nos grupos 7 e 8 e foram atribuídos a influência antropogênica, já que nestes grupos as concentrações mais altas de cloretos e nitrato são freqüentes. Por outro lado a tendência nitidamente básica a alcalina é verificada nos grupos 3, 2 e 1 (ordem crescente no enriquecimento de sódio e sulfato da direita para esquerda), sendo estas as fácies onde ocorre predominantemente a espécie  $\text{CO}_3^{2-}$ , cujo presença é controlada, sobretudo, em função de pH, a partir de 8,3, e pressão parcial de  $\text{CO}_2$  na água (Figura 7.39).

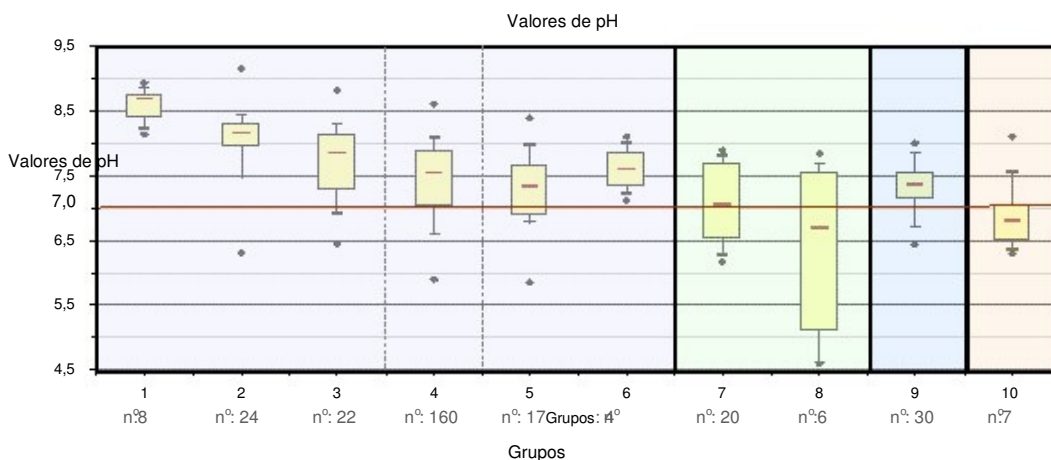


Figura 7.39: Gráfico Box Plot com os valores de pH observados.

As ocorrências de carbonato nas fácies são mostradas na figura 7.40, onde observa-se que os valores mais altos de  $\text{CO}_3^{2-}$  foram encontrados no grupo 1, (dentre as 8 amostras, 5 contém carbonato). Na fácies 4 com exceção de dois casos, todas as outras análises de água com o ânion apresentam pH abaixo de 8,3 (acima deste valor predomina a espécie  $\text{CO}_3^{2-}$ ), assim

como nos grupos 6 e 7, o que induz a considerar ter havido erros analíticos de medição dos parâmetros físicos e/ou químicos.

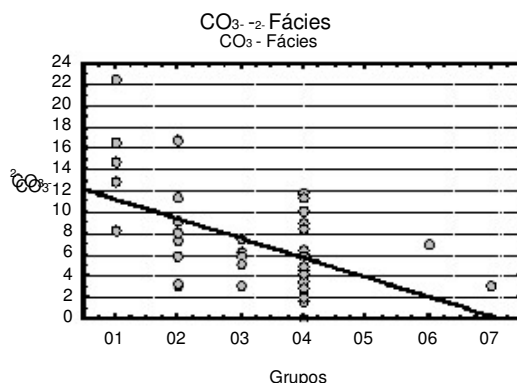


Figura 7.40: Ocorrências da espécie  $\text{CO}_3^{2-}$  nas águas subterrâneas do aquífero fraturado.

### Cálcio ( $\text{Ca}^{2+}$ )

A concentração do cálcio no aquífero fraturado é variada, caracterizando uma tendência de heterogeneidade na água subterrânea na região. Este padrão sugere a mistura de águas diferentes ou com tempos de residência distintos e as mesmas podem ser captadas em poços próximos entre si, dependendo do sistema de fraturas encontrado.

O cálcio tem mobilidade alta sendo associado a pH ácido ou neutro em um sistema ativo onde as águas tem maior interação com os níveis superiores, estando gradativamente insolubilizado em ambiente mais alcalino como ocorre em direção ao grupo 1, de tendência sódica (Figura 7.41). O grupo 5 e 6 (fácies magnesianas) também apresentam empobrecimento do íon  $\text{Ca}^{2+}$ , sendo que no grupo 6 o valor máximo foi de apenas 4,95 mg/L.

As águas classificadas como cálcicas e/ou cálcio-sódicas do grupo 4 correspondem 55% dos casos (161 amostras). Este é o grupo que melhor representa a água do aquífero fraturado, e onde o cátion mais abundante é o  $\text{Ca}^{2+}$ , assumindo-se essas concentrações como sendo consequência direta dos litotipos do aquífero, já que os granodioritos e diques de diabásio são rochas ricas em plagioclásios e ferromagnesianos. Os diques alcalinos (lamprófiro), os veios calcíticos e epidotização nas rochas, assim como os calcretes da Formação Guabirotuba também são fontes ricas em cálcio. As águas dos grupos 7 e 8 possuem significativamente mais cálcio que as demais, principalmente no grupo 8. Ambas foram associadas a fácies com maior influência superficial onde as amostras localizam-se, sem exceção, próximos ou diretamente (grupo 8) sobre os principais tributários do Iguaçu (rio Passaúna, rio Barigui e rio Belém), portanto, o maior aporte do cálcio possivelmente é reflexo de fatores externos. Lembrar que as drenagens, por sua vez, estão fortemente condicionadas por uma tectônica rúptil e os rios anteriormente mencionados, encontram-se encaixados em falhas de grande porte.

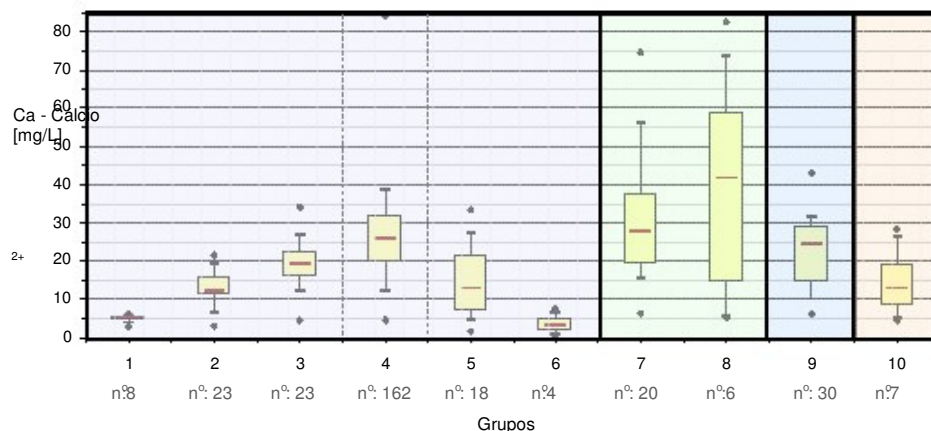


Figura 7.41: Concentrações de cálcio nas fácies hidrogeoquímicas analisadas.

Nas áreas das rochas aflorantes do Complexo Atuba as águas meteóricas ricas em  $\text{CO}_2$  se infiltram no solo e manto de intemperismo onde o ambiente apresenta pH mais ácido, promovendo a dissolução de plagioclásios produzindo águas ricas em cálcio. O cátion  $\text{Ca}^{2+}$  passa a estar presente nas águas na forma de bicarbonato e o mesmo permanece solúvel no meio de acordo com quantidade de gás carbônico dissolvido. A quantidade do  $\text{CO}_2$  dissolvido depende da temperatura e da pressão, portanto toda variação destes fatores leva à modificação do conteúdo de gás carbônico refletindo, conseqüentemente, sobre o conteúdo de cálcio e se o meio for saturado, passa a ser  $\text{CaCO}_3$ . Estas variações na água subterrânea do aquífero podem ter gerado ora a solubilização do carbonato de cálcio, ora a sua precipitação, o que explicaria os relatos sobre incrustação na superfície de paredes em banheiros e filtros de poços tubulares profundos na região metropolitana de Curitiba (Matriz).

#### Magnésio ( $\text{Mg}^{2+}$ )

Nos grupos 1, 2 e 3 o comportamento do magnésio acompanha o do cálcio, em ambiente alcalino ambos tendem a se insolubilizar e, na fácies 1, o valor máximo encontrado foi de 2,4 mg/L (Figura 7.42). O teor do íon no grupo 3 também é baixo, aumentando consideravelmente nos grupos 5 e 6, cujos poços na fácies 5 estão localizados preferencialmente nas áreas das rochas aflorantes do Complexo Atuba a nordeste da área. A fonte natural do magnésio é proveniente dos minerais ferromagnesianos de diques de diabásio e faixas anfíbolíticas no gnaiss. Além destes, porções da rocha apresentam cloritização acentuada, onde a clorita é uma fonte rica em íons de  $\text{Mg}^{2+}$ . As biotitas, anfíbolos e piroxênios são minerais mais estáveis ao intemperismo químico do que os minerais fontes de cálcio, esta é razão provável do teor do magnésio nas águas do grupo 4 (o mais representativo na RMC) ser menor do que o  $\text{Ca}^{2+}$ . Na

fácies 7 a concentração de magnésio é média baixa e mais acentuada no grupo 8, onde os poços, com apenas uma exceção, foram perfurados a profundidades menores que 150 m e apresentam os níveis estáticos próximos a superfície.

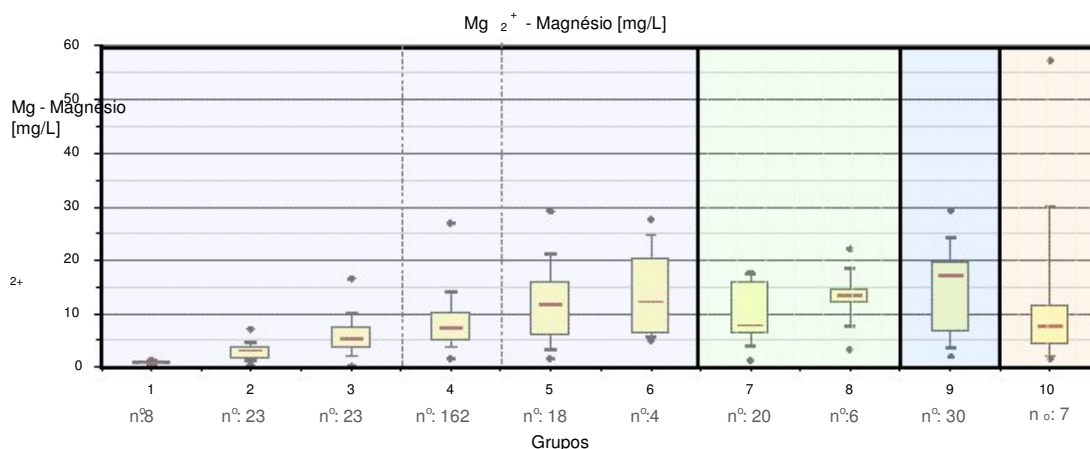


Figura 7.42: Teores de magnésio nas águas dos poços do Aquífero Atuba, Karst e Formação Guabirotuba.

Os grupos 7 e 8 localizam-se predominantemente em área de ocorrência da Formação Guabirotuba e sedimentos holocênicos, portanto a origem do magnésio pode ser em parte proveniente das argilas magnesianas, ou de fonte externa.

As águas do Aquífero Karst mostram teor médio de  $Mg^{2+}$  mais elevado que os demais grupos, refletindo o quimismo dos mármore dolomíticos entrecortados por diques fraturados de diabásio e, como já mencionado, estes são fontes ricas neste elemento. Na fácies da Formação Guabirotuba, as amostras de água dos poços analisados atravessam lentes de areia (arenitos imaturos ricos em feldspatos quase sempre caulinizados nos afloramentos) em meio a pacotes argilosos e siltosos, resultando em geral com baixa mineralização.

### Potássio ( $K^+$ )

A concentração em geral do potássio é baixa, o que é esperado já que os minerais fornecedores de  $K^+$ , o feldspato potássico, a mica moscovita e a biotita, dentre outros, são pouco resistentes aos intemperismos físico e químico e o íon é facilmente fixado pelas argilas e também em grande parte consumido pelas plantas.

Nas fácies associadas as águas com maior tempo de circulação através das fraturas essa relação do teor de potássio é bem evidente, no grupo 1 a concentração máxima do elemento é de 2,4 mg/L (Figura 7.43). Duas exceções com valores mais altos de  $K^+$  foram observadas nos grupos 6 e 8. No grupo 6 atribui-se a origem destes teores, à circulação de águas em níveis superiores do aquífero onde a contribuição de águas meteóricas ricas em  $CO_2$  em um ambiente

oxidante é propício para que ocorra a lixiviação de feldspatos alcalinos e micas. Nos poços onde estas amostras de água foram coletadas, as profundidades e os níveis estáticos são rasos e não ocorrem os sedimentos da Formação Guabirotuba. Em um dos casos é descrito no perfil geológico a ocorrência de filito (nas imediações do bairro Lamenha Pequena, domínio do Grupo Açungui) e dique. Nos demais casos, observou-se rocha rica em feldspatos alcalinos e biotitas.

As amostras do grupo 8 são de poços localizados nas imediações do rio Barigui ou do rio Belém e os níveis estáticos em geral também são sub-aflorantes. Os processos intempéricos nas areias arcoseanas, estas com até 40% de feldspatos (SALAMUNI, 1998), poderia explicar em parte a concentração do íon.

As águas do Aquífero Karst e amostras de água da Formação Guabirotuba na região do Irai Canguiri, contém  $K^+$  em concentrações baixas.

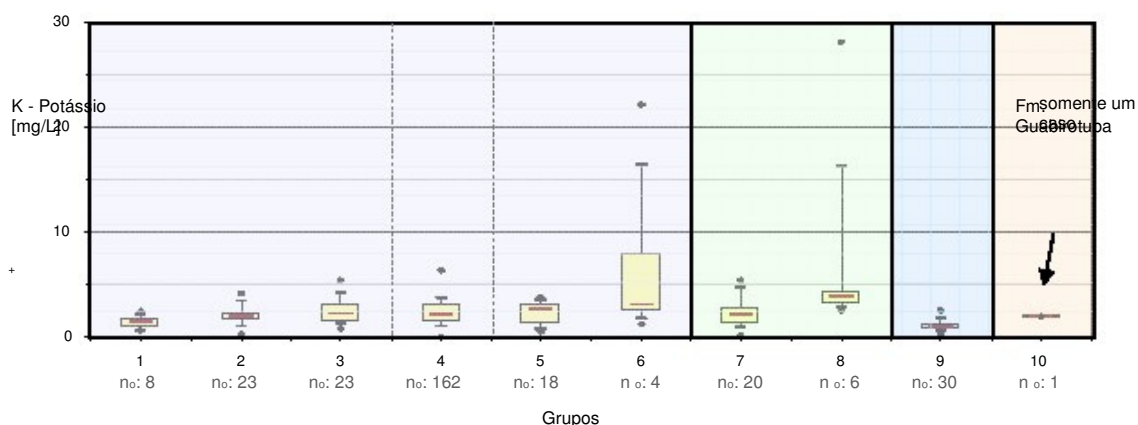


Figura 7.43: No gráfico observa-se no geral, exceto dois grupos, baixas concentrações de potássio.

### Cloreto ( $Cl^-$ )

A principal área de ocorrência de ânions cloreto no município de Curitiba foi observada na região da Matriz (divisão regional do IPPUC, 2005) nos poços próximos ao rio Belém e, em segundo lugar, na região do Pinheirinho, nas imediações do rio Barigui. As concentrações maiores ocorrem nos grupos 7 e 8 e correspondem a 27 casos com teor de  $Cl^-$  entre 25 e 130 mg/L (uma amostra com 250 mg/L), e cujos poços apresentam a profundidade média de 150 m e nível estático médio de 13 m. Em aquíferos fraturados em rochas ígneas, estas concentrações elevadas de cloretos são indícios de influência antropogênica e o valor aceitável para consumo humano é de até 250 mg/L (Ministério da Saúde, PORTARIA MS n.º 518, 2004). Isso indica que os poços relacionados podem estar captando água de fraturas conectadas com drenagens superficiais ou devido à recarga artificial (perda de água cloretada da rede de abastecimento da SANEPAR). O grupo 4, com o maior número de casos (162), apresenta-se distribuído por toda a



cidade e as amostras de água, em geral contém teores toleráveis de Cl<sup>-</sup> (abaixo de 30 mg/L). Dentre estas amostras de água, apenas 14 análises contém teores entre 15 e 29 mg/L (Figura 7.44). No grupo 10, os poços da Formação Guabirotuba foram perfurados a nordeste de Curitiba, no município de Pinhais e as águas que circulam nas lentes arcosenas foram consideradas como razoavelmente protegidas por camadas argilosas, que impedem a contaminação por águas superficiais, superimpostas a essas lentes (ROSA FILHO, et al., 1998a). Conforme esses autores, as águas do rio Irai e do freático apresentam-se contaminadas pelos ânions cloreto e nitrato e o mesmo é esperado nos tributários principais do rio Iguaçu que alimentam o aquífero aluvionar no município de Curitiba. Nas águas do freático a ocorrência de cloreto, nitrato e sulfato, e também a relação desses ânions com o bicarbonato, assim como a predominância em relação aos demais cátions sódio e magnésio, foi associada pelos autores a provável contaminação de origem antrópica. Nos demais grupos os teores de cloreto são baixos, principalmente em direção ao grupo 1 (maior tempo de residência) e nas amostras de água coletadas nas fontes do Aquífero Karst. Nas fácies 1, 2 e 3 as baixas concentrações de cloretos sugerem que o sistema mais profundo ainda esteja preservado.

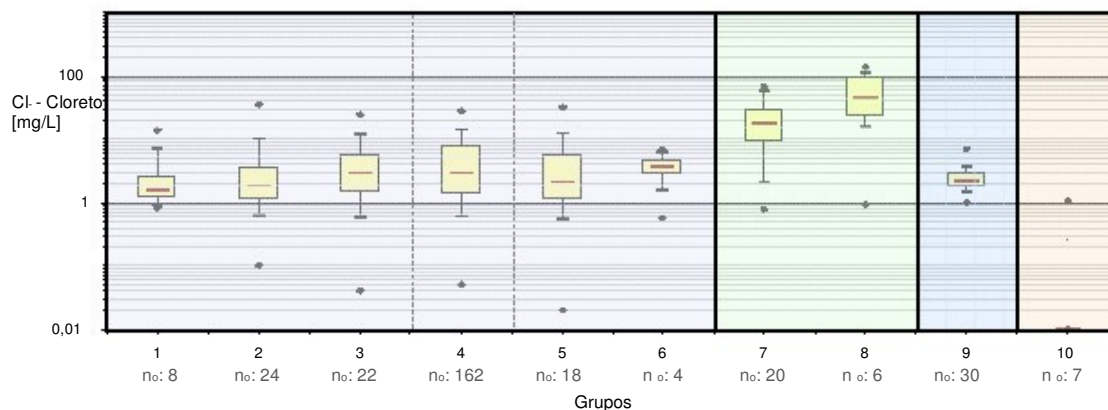


Figura 7.44: No gráfico observa-se, exceto dois grupos (7 e 8), baixas concentrações de Cl<sup>-</sup> (escala logarítmica).

### Nitratos (NO<sub>3</sub><sup>-</sup>)

O elemento nitrato é sempre uma substância indesejável, que, quando presente em concentrações elevadas, por exemplo, acima de 10 mg/L (como N), indicam contaminação antropogênica. Acima do padrão de potabilidade (VMP<sup>2</sup>) é prejudicial à saúde, podendo causar metahemoglobinemia, que pode ser fatal em bebês. O grupo 4 (grupo maior e com tendência mista) no geral se encontra dentro dos limites aceitáveis de nitrato com a mediana de 1,02 mg/L, porém com um desvio em 33 análises onde a concentração varia até 42,17 mg/L (Figura 7.45).

<sup>2</sup> VMP: Valor máximo permitido.

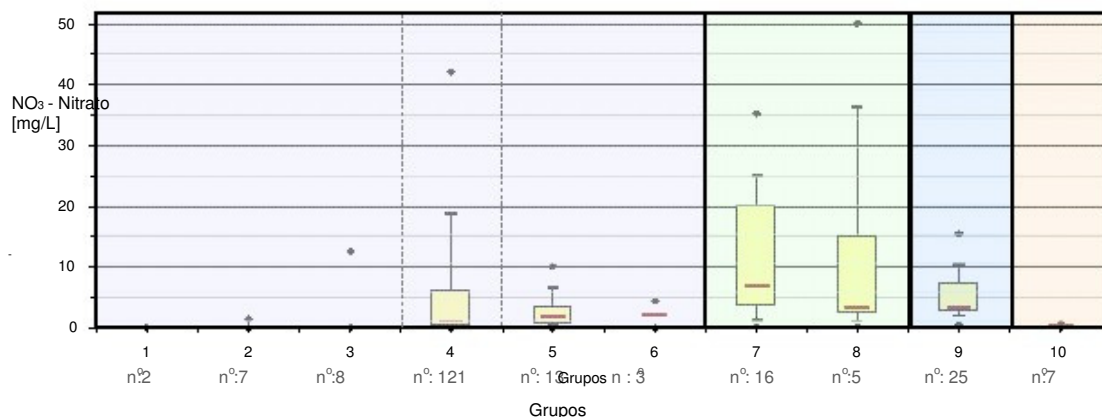


Figura 7.45: Dentre as oito fácies mais o Karst e a Formação Guabirotuba, as concentrações de nitrato são mais altas predominantemente no grupo 7.

Na fácies 7 e 8, por outro lado, a presença do nitrato é freqüente com a máxima de 50, 21 mg/L e 75% dos valores com até 20,13 mg/L na fácies 7, refletindo influência antropogênica no meio. Os poços são em geral mais rasos e os níveis estáticos situam-se predominantemente, conforme a descrição das fichas, na interface solo e Formação Guabirotuba e/ou manto de intemperismo na área do município correspondente à divisão regional denominada de Santa Felicidade (IPPUC, 2005).

Na Matriz as sondagens com teores elevados de nitrato estão localizados próximos do centro, preferencialmente nos bairros Batel, Bigorrilho e Jardim Botânico, assim como nas imediações. Outras ocorrências distribuídas de forma esparsa são verificadas na cidade. Nos grupos associados a circulação de água subterrânea em porções fraturadas mais profundas, o meio praticamente não contém o elemento nitrato, com exceção de uma amostra no grupo 3, também com valor alto de cloreto. No entanto, este é um poço mais raso e a contribuição dos elementos pode ser oriunda de alguma fratura com maior conexão com a superfície.

### Sulfato (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>)

Próximo à superfície, em meio oxidante e caso haja presença de pirita, podem ser geradas concentrações do íon sulfato. Nas águas superficiais, o elemento também pode ser introduzido por meio das descargas de esgotos domésticos e efluentes industriais.

Tanto o cloreto quanto o sulfato formam compostos muito solúveis e geralmente se enriquecem a partir das zonas de recarga das águas subterrâneas (figura 7.46). No entanto na área de estudos, os dois ânions não apresentam correlação em profundidades maiores. Por outro lado, o sulfato tende a acompanhar os íons sódio e fluoreto, mostrando maiores concentrações

do íon nas águas do aquífero com pH francamente alcalino de onde se presume haver lenta circulação e maior tempo de residência das águas em fraturas mais profundas.

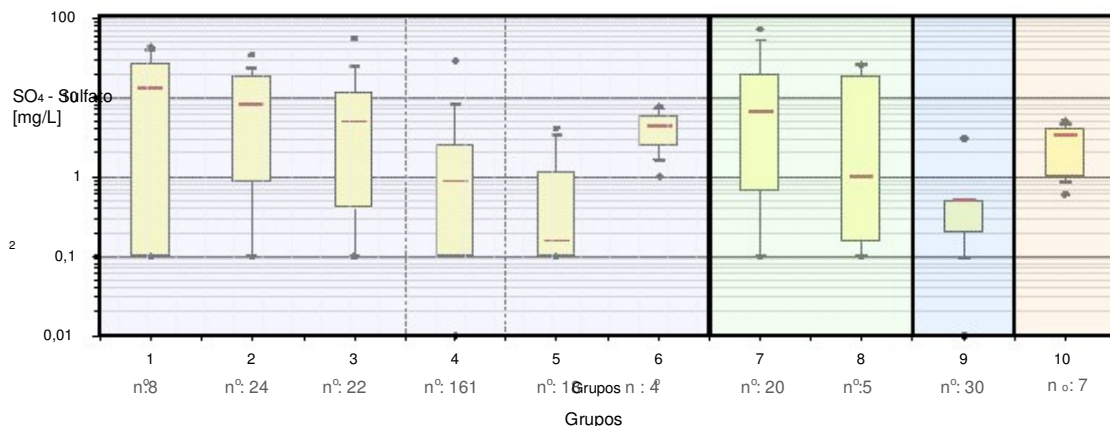


Figura 7.46: Escala logarítmica mostrando as concentrações de sulfato nas fácies analisadas.

No gráfico da figura 7.46 o grupo 4 contém o maior número de análises e ainda assim apresenta teores de sulfato abaixo de 1 mg/L (mediana 0,85 mg/L).

O aumento na concentração do elemento sulfato ocorre em duas direções, ou nas águas com maior influência antropogênica (medianas - grupo 7: 6,65 mg/L; grupo 8: 5,75 mg/L) onde o cloreto e nitrato também estão presentes, ou em direção às águas associadas a circulação mais lenta. No grupo 1, 2 e 3 (maior tempo de residência) as concentrações de acordo com a mediana são, respectivamente: 12,70 mg/L; 8,05 mg/L e 5,86 mg/L. Em rochas ígneas e metamórficas estes teores estão dentro do padrão normal para águas subterrâneas.

O grupo 5, cujos poços ocorrem preferencialmente nas áreas mais elevadas a noroeste em Curitiba onde as rochas do Complexo Atuba são aflorantes, apresenta os valores mais baixos de sulfato. Isso sugere que as maiores fontes potenciais de contaminação estão provavelmente relacionadas aos rios principais da Bacia e /ou a rede de esgoto.

No Aquífero Karst o íon é pouco representativo (mediana igual a 0,50 mg/L) estando mais evidenciado no grupo 10 nas amostras coletadas em poços perfurados em arenitos na região do Iraí-Canguiri (mediana igual 3,2 mg/L).

### Sódio (Na<sup>+</sup>)

A individualização das fácies 1, 2 e 3 em relação aos demais tipos de águas é marcante na figura 7.47. As águas do grupo 1 são predominantemente do tipo bicarbonatadas sódicas (SO<sub>42-</sub>: 52 %), as do grupo 2 contém sódio com valor da mediana igual a 39,60 mg/L e cálcio igual a 12,58 mg/L e o grupo 3 com composições químicas semelhantes às do grupo 2, sendo

também de circulação mais lenta, porém sofrem maior influência e mistura com as águas nas zonas intermediárias do aquífero (onde o grupo 4, de águas mistas, é o mais representativo).

A predominância dos cátions  $\text{Na}^+$  nas águas, seguido do  $\text{Ca}^{2+}$  e do  $\text{Mg}^{2+}$  está relacionada provavelmente a processos de troca iônica em ambiente mais alcalino, por exemplo entre a matriz argilosa do aquífero ou nas porções associadas à circulação mais lenta através das fraturas mais profundas, onde em geral o íon cálcio e em menor quantidade o magnésio são trocados pelo sódio. Os principais minerais fonte do sódio são os feldspatos plagioclásios cuja resistência aos processos intempéricos, principalmente os químicos é baixa. O  $\text{Na}^+$  é um elemento muito solúvel e de difícil precipitação permanecendo longo tempo em solução havendo enriquecimento gradativo deste cátion a partir das zonas de maior infiltração, portanto o comportamento observado nas fácies mostra um padrão coerente com o zoneamento vertical apresentado no modelo de Gascoyne e Kamineni (1993) (ver Figura 7.25). Nas águas associadas às concentrações mais altas de  $\text{Na}^+$  e  $\text{SO}_4^{2-}$ , foram identificados os teores mais elevados de fluoreto nas amostras (Figura 7.50). No grupo 1 onde a mineralização da água é controlada predominantemente pelas espécies iônicas sódio e bicarbonato, os poços são mais recentes (a partir do ano de 1999) e foram perfurados a maiores profundidades (entre 200 e 424 m). Nos demais grupos o teor do sódio é menos expressivo, a exemplo do grupo mais abrangente onde as águas possuem significativamente menos  $\text{Na}^+$ , mais  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{Mg}^{2+}$  do que às fácies relacionadas ao maior tempo de residência no aquífero fraturado.

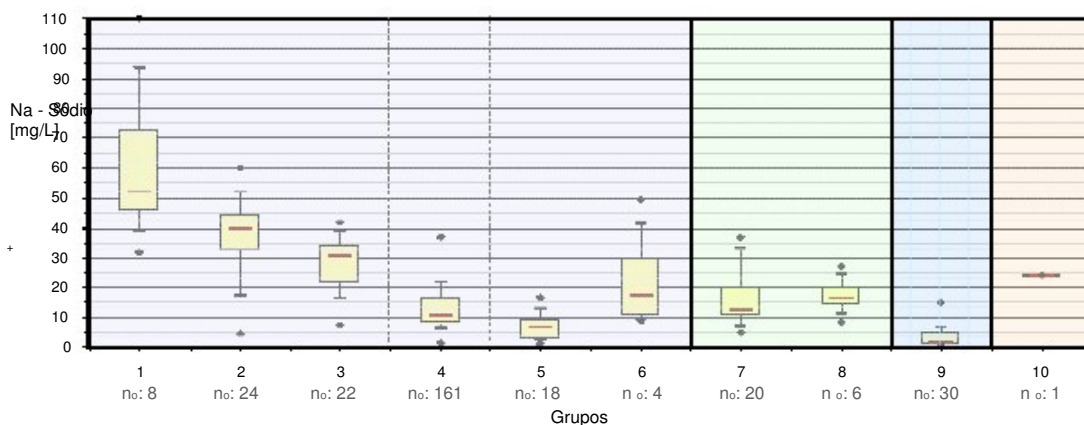


Figura 7.47: Gráfico mostrando tendência clara de aumento da concentração de sódio nas fácies associadas a maior tempo de residência.

Outra hipótese para as maiores concentrações de  $\text{Na}^+$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ , e  $\text{F}^-$  nas porções (fraturas) mais profundas do aquífero seria o resultado da lixiviação da rocha nestes níveis, no entanto teria que ser admitida a presença de águas ácidas e o que se observa é a tendência de pH alcalino e empobrecimento do cálcio e magnésio nos poços perfurados a maiores profundidades, ou seja,

Grupos 1 e 2. Assim sendo, dentro deste contexto as trocas iônicas são mais coerentes com a origem destas fácies geoquímicas. A distinção nas concentrações de sódio e cálcio nos tipos de águas presentes é mostrada no gráfico correlacionando os dois elementos (Figura 7.48).

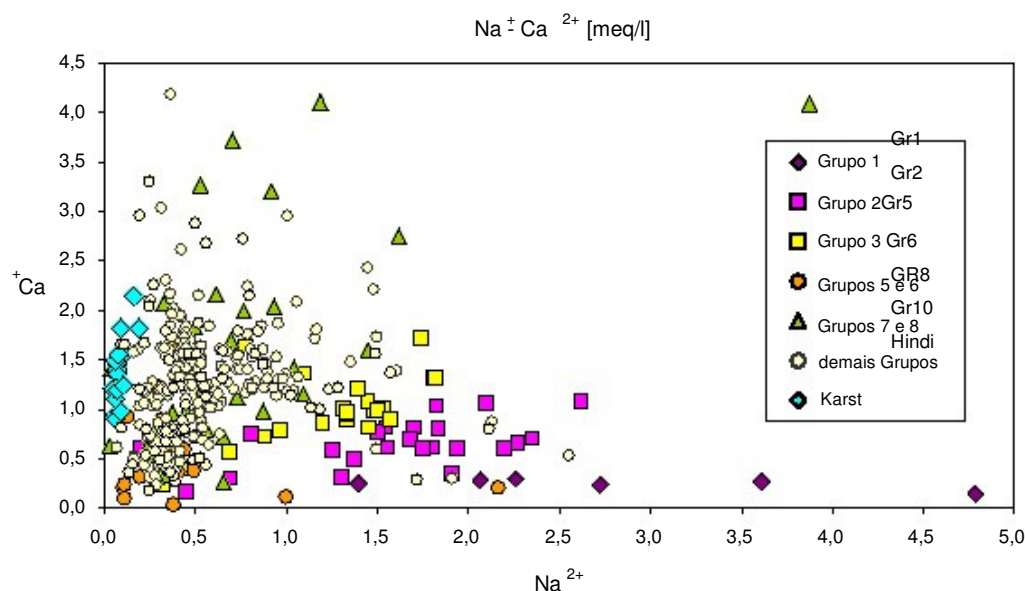


Figura 7.48: Correlação dos cátions cálcio e sódio nos grupos de águas dos aquíferos Atuba e Karst.

Nas fácies analisadas as amostras do Aquífero Karst (losangos) são as mais próximas do eixo Y correspondente ao cálcio, ao contrário das águas representando os grupos 1, 2 e 3 no extremo oposto. Os demais grupos na parte central mostram maior tendência mista.

É interessante notar em alguns poços, para os quais foram feitas duas ou mais análises físico-químicas, em diferentes datas, as seguintes situações: (a) o poço que inicialmente captava água de um nível mais superficial e a água foi caracterizada como cálcica e/ou cálcio-sódica, após ter sido realizado o reaprofundamento a mineralização passou a apresentar caráter mais sódico; (b) situação contrária onde o poço com água de composição enriquecida em sódio, fluoreto e sulfato ou nas fácies magnesiadas passou a ter, após o aprofundamento do poços tubular profundo, pH mais ácido e tendência mais cálcica e/ou mista.

Os casos descritos acima mostram que a dinâmica de fluxo no aquífero pode se inverter à medida que a circulação da água subterrânea, no geral seja mais ativada. Um bom indicador destas mudanças é o fluoreto. Entretanto, é necessário mencionar que, o fato de não haver detecção de F- nos poços mais antigos pode ser em parte, pelo F- não ter sido analisado nos poços perfurados na década de 80 e 90.

## Fluoreto (F<sup>-</sup>)

No município e circunvizinhanças constam no cadastro da tese 219 ocorrências de fluoreto, dentre as quais 65 casos foram registrados em poços mais profundos. No total o banco contém 466 análises de água e das 247 amostras sem o elemento, 216 casos ocorrem antes do ano de 2000 (Figura 7.49). Neste caso é possível que em muitas destas análises o parâmetro fluoreto não tenha sido analisado ou é ausente, já que a tendência de realizar perfurações de poços mais profundas é maior a partir dos últimos anos e o elemento mostra correlação com a profundidade.

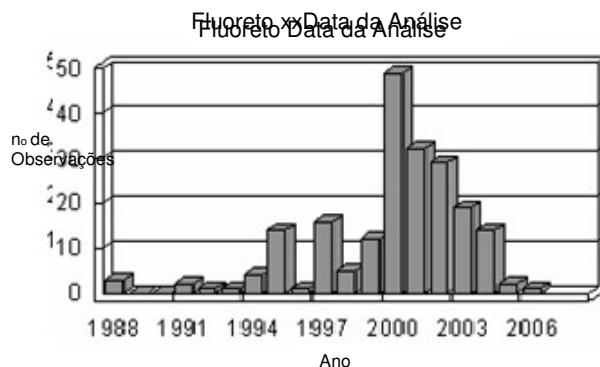


Figura 7.49: No gráfico verifica-se a distribuição da frequência das observações de fluoreto versus o ano em que a análise de água foi realizada.

No gráfico da figura 7.50, a relação do fluoreto nas fácies associadas a água com maior residência entre as fraturas é nítido. O grupo 1 contém os seis mais altos teores de fluoreto no município, seguido dos grupos 2 e 3. Na área o F- indica que as águas circularam em granitóides contendo fluorita, apatita, flúor-apatita, turmalina e/ou mica. Nos afloramentos foram descritas porções pegmatíticas na rocha como mostrado no capítulo 04. O flúor liberado destes minerais passa para as soluções aquosas na forma do íon fluoreto, de alta mobilidade. Em ambiente onde há maior circulação no sistema, como nas porções superiores do aquífero, mesmo que os granitóides sejam aflorantes, as concentrações do elemento são baixas ou nulas como verificado nos demais grupos. Esse comportamento é esperado já que o F- em águas com pH mais ácido não permanece no meio e o elemento não é compatível com concentrações altas de cálcio (HITCHON et al., 1999).

No banco de dados hidrogeológicos foram verificados exemplos de poços próximos entre si mostrando teores de F- mais elevados que 2,5 mg/L e com características hidráulicas em comum como profundidade, nível estático e entrada de água, o que indica que a contribuição da água vem das mesmas fraturas, já que os processos de mistura ou maior concentração de determinados elementos químicos acontece com intensidade semelhante para as áreas de influência de ambos os poços.



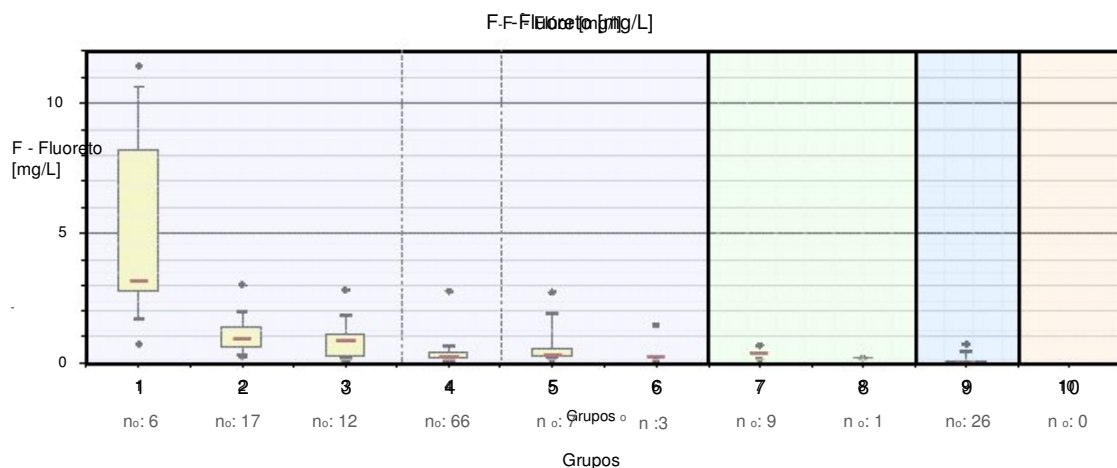


Figura 7.50: Tendência de aumento da concentração de F- nas fácies associadas às águas com maior tempo de residência entre as fraturas em contrapartida com a empobrecimento ou ausência nos demais grupos.

### Bicarbonato ( $\text{HCO}_3^-$ )

No Aquífero Atuba todas as fácies são classificadas como bicarbonatadas e a mediana geral, exceto no grupo 1 e nas amostras do Aquífero Karst, está abaixo de 150 mg/L (Figura 7.51). As águas do grupo 1, 2 e 3 foram caracterizadas com tendência sódica a sódica-cálcicas, nas fácies 4, 7 e 8 as amostras são bicarbonatadas cálcicas e/ou cálcio-magnesianas e, nos grupos 5 e 6 os tipos encontrados tendem para águas bicarbonatada magnesianas.

O caráter bicarbonático na região pode ser associado ao equilíbrio entre o gás carbônico e o  $\text{H}_2\text{O}$  nas áreas onde há maior infiltração de águas meteóricas como já foi mostrado anteriormente, e também em função da decomposição dos silicatos (feldspatos sódicos e potássicos, micas, hornblenda, augita, dentre outros) pela água dissolvida.

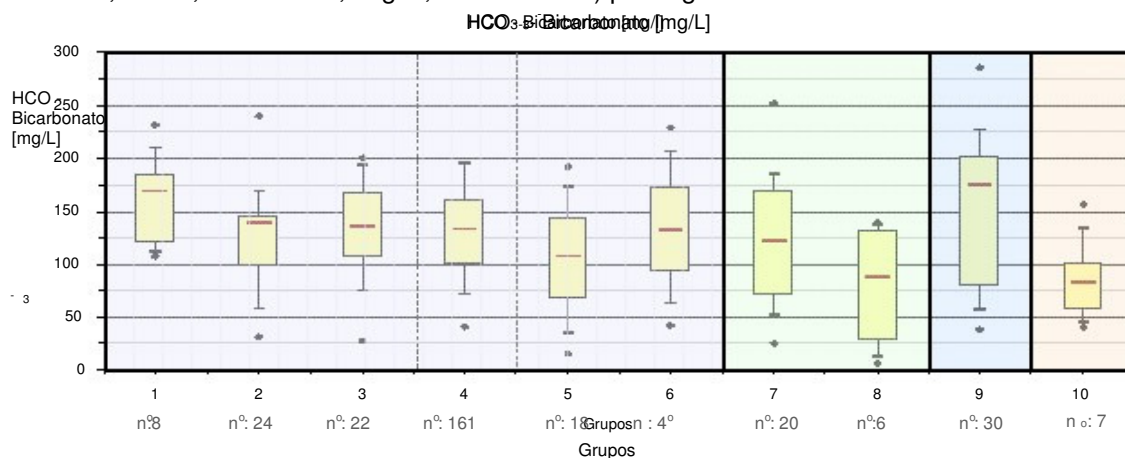
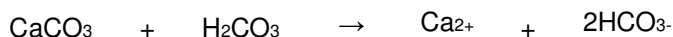


Figura 7.51: Gráfico mostrando o caráter bicarbonático nas águas subterrâneas do Aquífero Atuba.

Na Formação Guabirotuba a presença do bicarbonato pode estar associada em parte à lixiviação dos calcetres calcíticos, principalmente próximo às áreas de recarga onde há maior

infiltração de águas meteóricas ricas em CO<sub>2</sub>. A formação do bicarbonato se dá da seguinte forma:



Nas demais áreas de cobertura sedimentar o bicarbonato pode ter sua fonte na presença de CO<sub>2</sub> dissolvido na água e reações envolvendo as formações superficiais e argilas ricas em matéria orgânica.

### Dureza dos bicarbonatos

A presença ou ausência de carbonatos e bicarbonatos é usada para definir a alcalinidade em águas subterrâneas. Os litotipos presentes no Complexo Atuba, contém poucos minerais que possam influenciar na alcalinidade do aquífero, o contrário é visto nas águas que circulam no Aquífero Karst. Conforme o teor de CaCO<sub>3</sub> (mg/L) as águas do Atuba nas fácies 1, 2, 3 e 4 são classificadas em geral como moles e nos grupos 5, 6, 7 e 8 com tendência predominante a muito moles (Figura 7.52).

Observando o gráfico da figura 7.52, a grande diferença pode ser verificada comparando a fácies correspondente às águas carbonáticas classificadas como medianamente dura, segundo a relação de dureza apresentada por Kaess (1965).

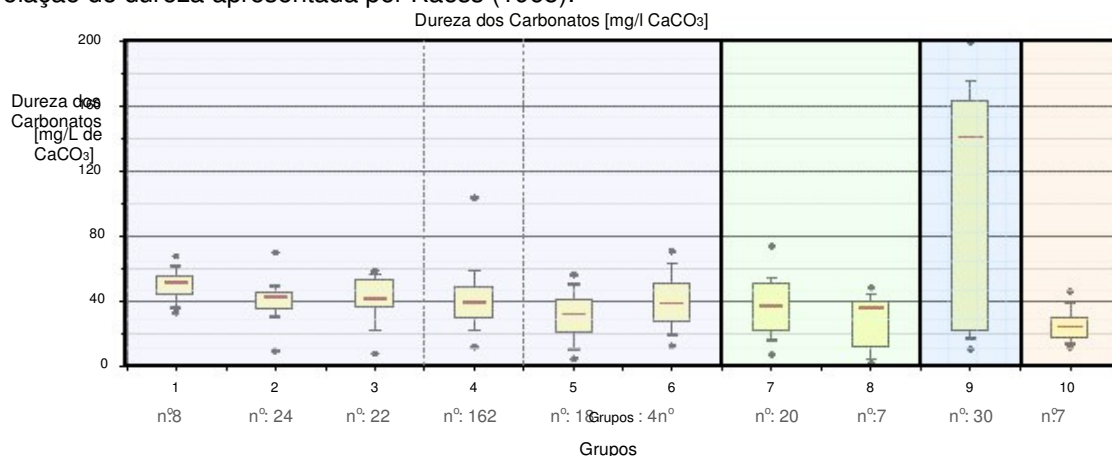


Figura 7.52: Comparação entre os valores de dureza de carbonatos das fácies do Aquífero Atuba e do Karst.

### Dureza Total

A dureza indica o conteúdo de íons polivalentes, principalmente o cálcio e o magnésio. No gráfico da figura 7.53, verifica-se claramente que no grupo 4 (fácies predominantemente bicarbonatada cálcica) em direção às fácies com tendência sódica, grupos 1, 2 e 3, os valores de dureza total diminuem, em reflexo do empobrecimento dos íons cálcio e magnésio. Nos grupos 5 e 6 onde apenas o magnésio é o íon dominante e a dureza total também é baixa, ao contrário dos grupos 7 e 8 onde além dos constituintes mais freqüentes a dureza deve ter a contribuição de outros elementos como o Fe e Mn.

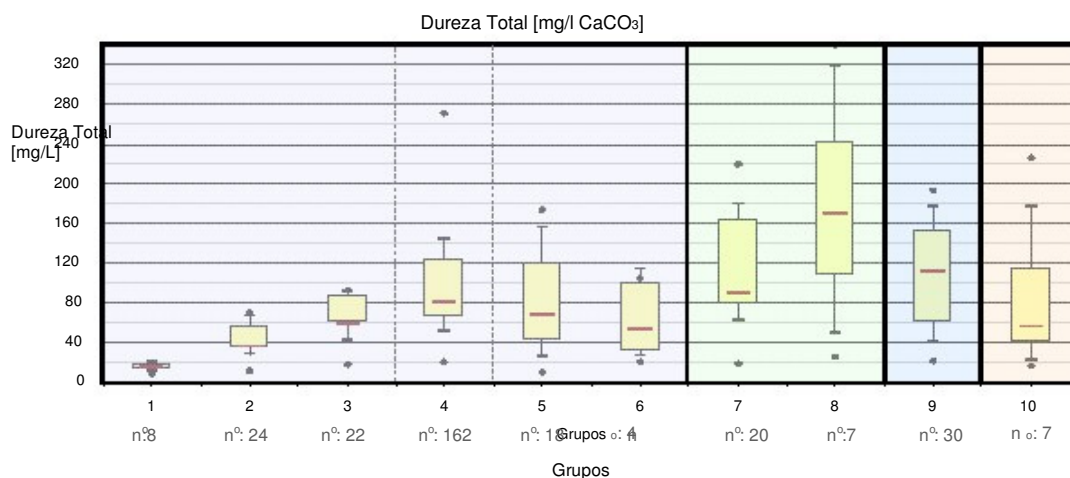


Figura 7.53: Valores da dureza total na fácies do aquífero fraturado, Aquífero Karst e Formação Guabirotuba.

Embora as águas subterrâneas no Aquífero Atuba sejam bicarbonatadas, elas variam de forma heterogênea, não havendo um único cátion predominante, sendo na verdade observados os tipos cálcicos, magnesianos, sódicos ou mistos. A correlação entre dureza de  $\text{CaCO}_3$  com a dureza de  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$  pode ser visualizado no gráfico da figura 7.54.

Verifica-se que na linha central estão ajustados os pontos referentes às águas com tendência bicarbonatada cálcica, a exemplo dos triângulos em verde que correspondem ao Aquífero Karst. Entre as linhas auxiliares, e ao redor destas observa-se dispersão dos pontos, cujos valores representam águas mistas.

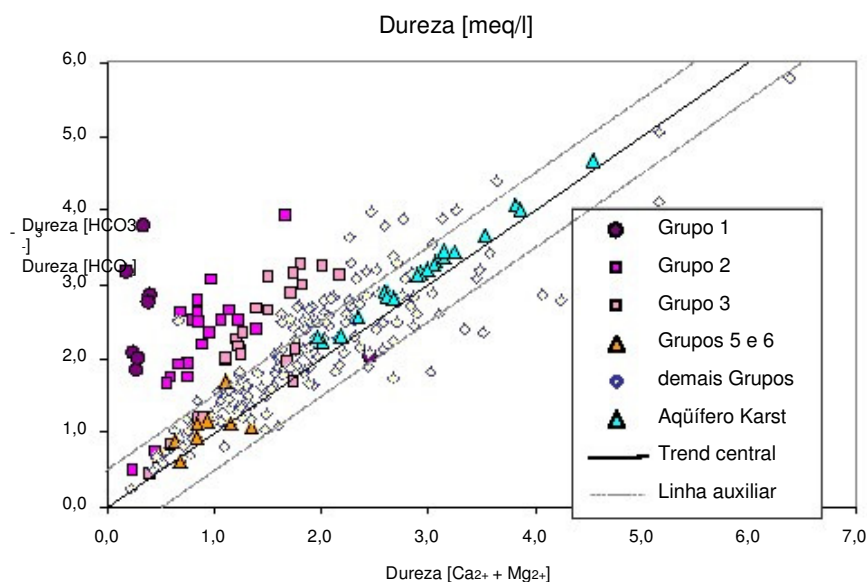


Figura 7.54: Gráfico de correlação onde são observadas as diferentes espécies bicarbonatadas na região.

Próximo à origem, estão posicionadas as fácies menos mineralizadas, a exemplo dos grupos com predominância em magnésio. Em direção ao eixo Y, na seção média superior, ocorrem as tendências associadas às águas sódicas, a exemplo do grupo 1, cujo trend mostra-se claramente individualizado em relação às outras fácies.

### Diagramas de Stiff

Para possibilitar a visualização em conjunto da composição geoquímica das águas subterrâneas, foi feita a representação dos grupos com o auxílio de diagramas de Stiff, demonstrando na forma de polígonos, com auxílio do programa Aquachem, as concentrações dos cátions e ânions dominantes, em meq/L. Além das medianas dos cátions e ânions de cada fácies anteriormente discutida, também foram incluídos nos diagramas de Stiff, o F<sup>-</sup> e o NO<sub>3</sub><sup>-</sup>.

Os dois primeiros grupos apresentados são as amostras relacionadas ao Aqüífero Karst e as análises de água dos pacotes arenosos da Formação Guabirrotuba, coletadas na região do Irai-Canguiri (Figura 7.55).

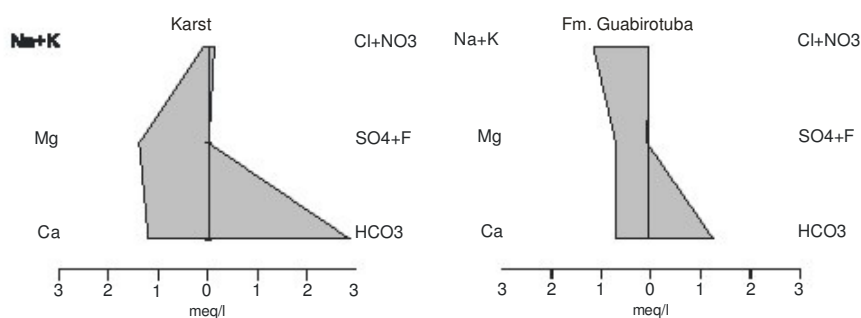


Figura 7.55: a) Diagrama Stiff para as águas do Aqüífero Karst; b) Águas de pacotes arenosos da Fm. Guabirrotuba.

No grupo das águas associadas a maior tempo de residência (4), nota-se claramente a evolução da fácies sódica, com as maiores concentrações de fluoreto e sulfato para as fácies também representadas pelos grupos 2 e 3, porém com o gradual acréscimo de cálcio à medida que estas águas se misturam com as águas da fácies intermediária (Figura 7.56).

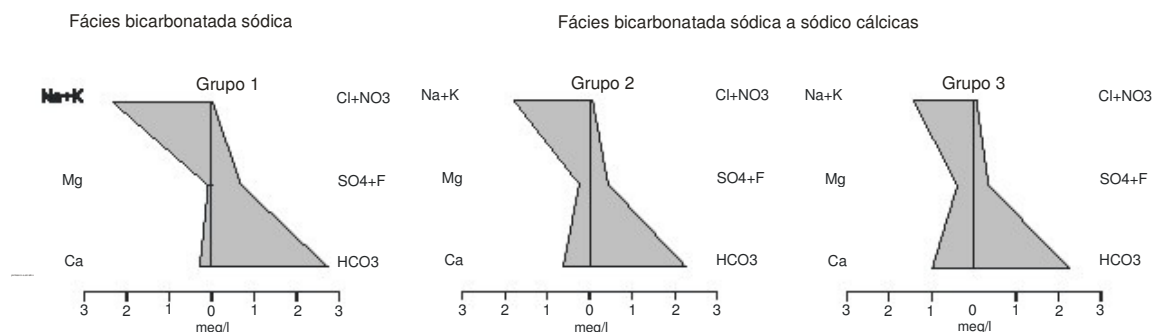


Figura 7.56: Diagramas de Stiff para as fácies bicarbonatas sódico a sódico cálcicas

O grupo 4 é o tipo de água mais freqüente no aquífero, sendo representado pela fácies bicarbonatada cálcica com tendência mista. Ao contrário dos demais tipos de águas, os grupos 5 e 6 mostram quimismo diferenciado onde o cátion magnésio é mais presente (Figura 7.57).

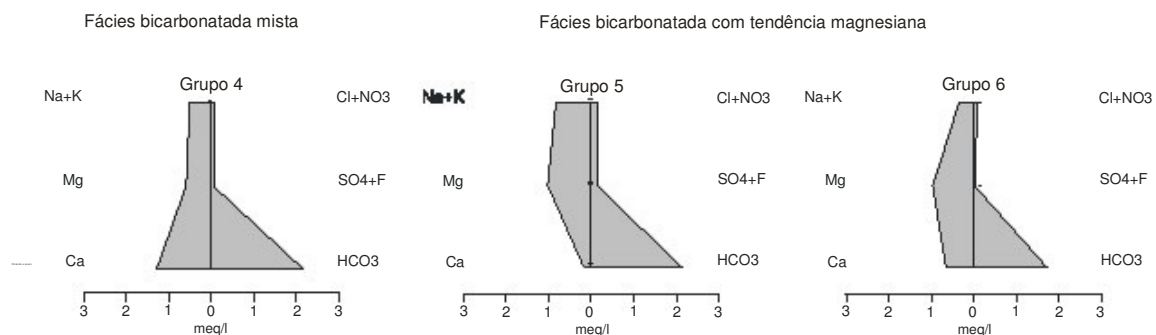


Figura 7.57: Diagramas de Stiff para as fácies bicarbonatas mista e com tendência magnesiana.

Por último são mostradas as fácies bicarbonatadas mistas cloretadas e também com presença de nitrato, o que sugere que estas águas tenham seu quimismo final gerado pela ação antrópica (Figura 7.58).

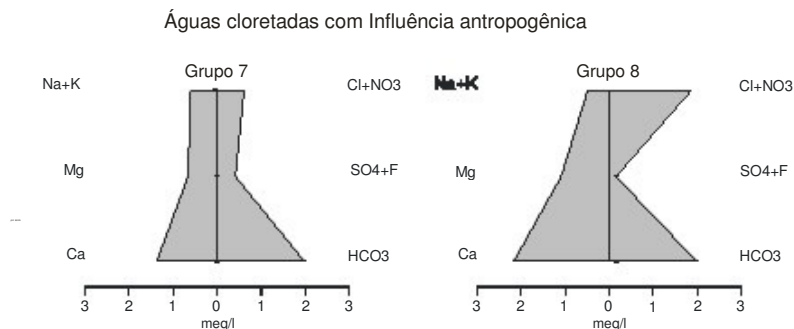


Figura 7.58: Diagramas de Stiff para as fácies cloretadas e sob influência antropogênica.

### 7.3.9 Conclusões dos resultados

A região de Curitiba apresenta pluviosidade alta (taxa média anual em torno de 1.500 mm), possibilitando a entrada regular de águas meteóricas no solo e manto de intemperismo, diluindo por assim dizer, as águas nas áreas de maior infiltração (provavelmente as áreas altas aflorantes do Complexo Atuba a norte e a nordeste no município), o que é refletido no baixo grau de mineralização das amostras nesta região. As águas com mineralização diferenciada são aquelas que provavelmente conseguiram atingir profundidades maiores por meio das falhas de maior porte e, por sua vez, se enriqueceram nos elementos sódio e sulfato, adquirindo características físico-químicas diferenciadas das águas mais rasas, de caráter misto. Na tese discute-se a idéia de que estas águas bicarbonatadas sódicas a cálcio-sódicas sejam resultado do maior residência ao longo das fraturas, e que o fluoreto esteja associado a estas porções.

A tendência sódica e/ou cálcio-sódica para cálcica, foi interpretada como sendo a passagem de águas com maior tempo de residência para águas com circulação maior entre as fraturas e nos níveis mais superficiais. A infiltração, o escoamento e o armazenamento das águas subterrâneas processam-se através das discontinuidades criadas ou reativadas pelos eventos tectônicos recentes. Pelo exposto a caracterização dos tipos de discontinuidades presentes e reconhecimento de suas características hidráulicas são fundamentais, portanto na continuidade da pesquisa é caracterizada a relação entre o quimismo das águas e as estruturas de maior porte na região. Com base no posicionamento geológico das variáveis hidrogeológicas aliado a caracterização dos tipos de águas presentes no aquífero é proposto no capítulo seguinte um modelo simplificado de funcionamento para o Aquífero Atuba.



## 8. ANÁLISES DE SIG E INTEGRAÇÃO DAS INFORMAÇÕES

Neste capítulo, o cruzamento de informações fisiográficas, geológicas, hidrogeológicas e estruturais georeferenciadas foi feito com o intuito de apresentar uma visão espacial ampla dos resultados até então obtidos que, por sua vez, levam à maior compreensão do funcionamento do aquífero fraturado. Para entender o condicionamento das variáveis hidrogeológicas a interpretação foi realizada segundo um espectro físico que considera as fraturas, suas geometrias e cinemática, e um espectro hidrogeoquímico. O objetivo final é mostrar a ligação entre tais variáveis para se compreender o arcabouço do aquífero.

Na integração das variáveis estruturais e hidrogeológicas o primeiro passo foi gerar dois mapas base para auxiliar as interpretações. No primeiro foram interpoladas as isopropriedades das cotas do topo do embasamento do Complexo Atuba, tendo como referência as descrições dos perfis geológicos de 690 poços tubulares profundos. O cálculo foi realizado em conjunto com a análise variográfica por meio do programa Surfer e empregando o método da krigagem em uma malha de 30 m (Figura 8.1, A e B). A superfície resultante foi considerada como satisfatória e ao ser comparada com o mapeamento do contorno estrutural do embasamento apresentado por Salamuni et al. (1999) é possível em primeira linha comprovar a consistência dos dados. Em ambos os mapas de contornos, estão definidos nitidamente pelo menos quatro grandes depressões com a profundidade máxima de 90 m, separadas por porções mais elevadas do topo do embasamento que, segundo o autor, são reflexo de possíveis basculamentos ou soerguimentos de blocos tectônicos menores independentes. Ao sobrepor as estruturas principais e mapa de contornos do embasamento ao MDR, verifica-se que as falhas mestras e grandes lineamentos delimitam as porções de maior profundidade, o que evidencia o forte controle tectônico não só sobre a esculturação do relevo e drenagens como apresentado nas análises morfotectônicas, mas também sobre a geometria do topo do embasamento (Figura 8.1, C). Pelo modelo estrutural as descontinuidades associadas à tensão principal máxima N-S, por exemplo, a falha do Passaúna, do Barigui, do Belém e do Alto Iguaçu, entre outras, foram reativadas em tempos recentes constituindo zonas naturais de fraqueza que atingem, provavelmente, as porções mais profundas do aquífero servindo como condutos preferenciais por onde ocorre a circulação da água subterrânea. Ao visualizar o mapa geomorfológico da figura 5.21 (capítulo 5) verifica-se que as falhas mestras são de grande extensão conectando, no mínimo superficialmente, a área vizinha onde ocorre o Aquífero Karst. A Falha do Alto Iguaçu, por sua vez, ultrapassa 100 km extendendo-se desde sudoeste da área até o rio Capivari.

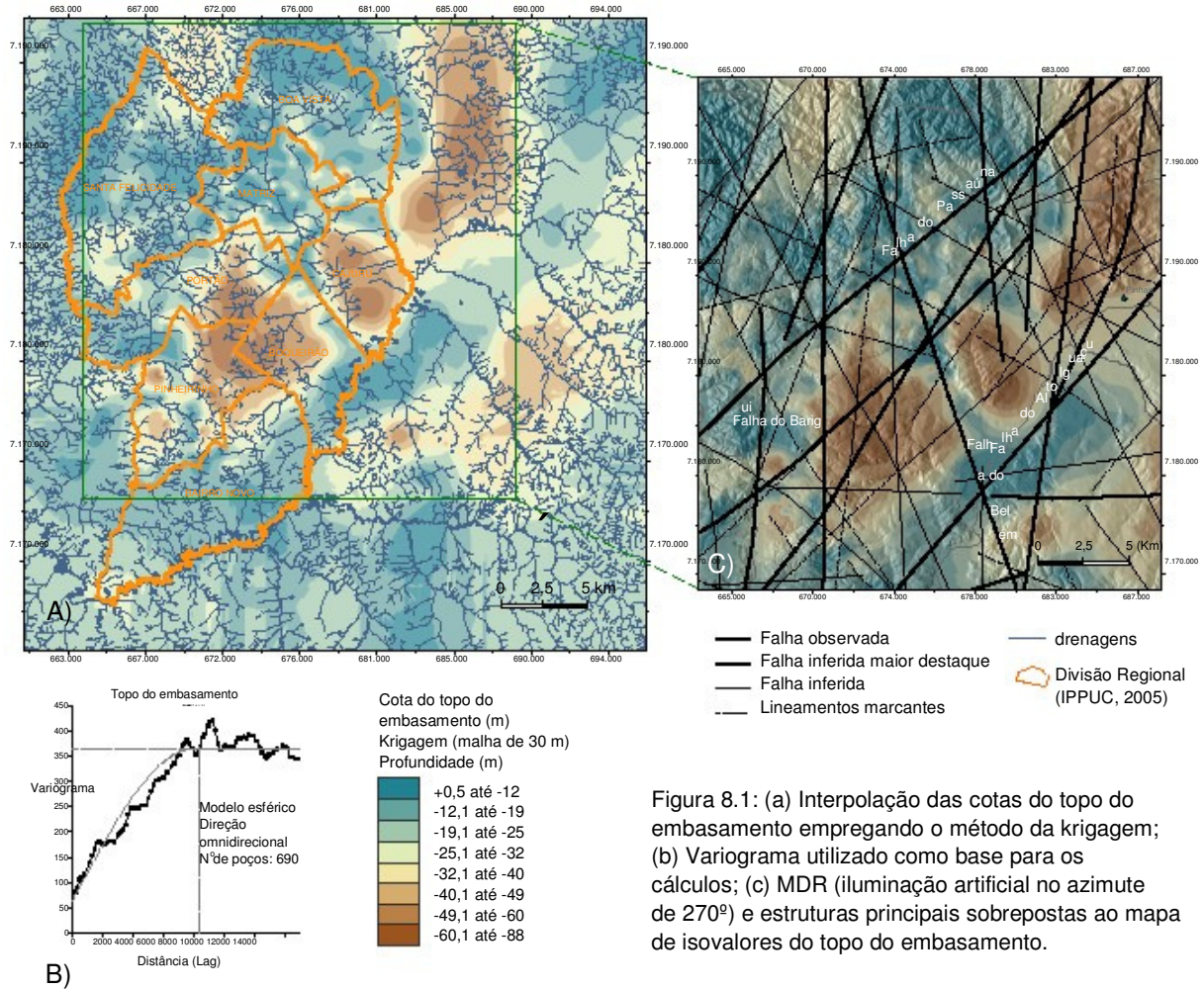


Figura 8.1: (a) Interpolação das cotas do topo do embasamento empregando o método da krigagem; (b) Variograma utilizado como base para os cálculos; (c) MDR (iluminação artificial no azimute de 270°) e estruturas principais sobrepostas ao mapa de isovalores do topo do embasamento.

O segundo mapa base gerado (Figura 8.2) foi uma superfície virtual que tangencia a cota do nível de base dos rios principais como ilustrado na figura 3.9 (capítulo 3). Nesta superfície, pelo menos em parte, ocorre o movimento das águas subterrâneas. Na interpolação, feita com auxílio da ferramenta 3D Analyst, foram cruzados os alinhamentos de drenagens principais com o MDR para obter as cotas altimétricas dos rios.

Com o plano virtual, que serviu como referencial para agrupar espacialmente a variável nível estático, foi eliminado o efeito causado pela topografia e as cotas de NE foram comparadas entre si e analisadas quanto a seu comportamento.

Basicamente os poços foram nivelados de acordo com três grupos principais: (a) Grupo 01 (A, B, C e D): poços onde o nível estático (NE) geralmente está acima ou muito próximo do nível de base (NB) dos rios principais; (b) Grupo 02 (A e B): poços onde o NE está abaixo de NB; b) Grupo 03 (A, B e C): NE muito abaixo do nível de base dos rios principais (Figura 8.3).

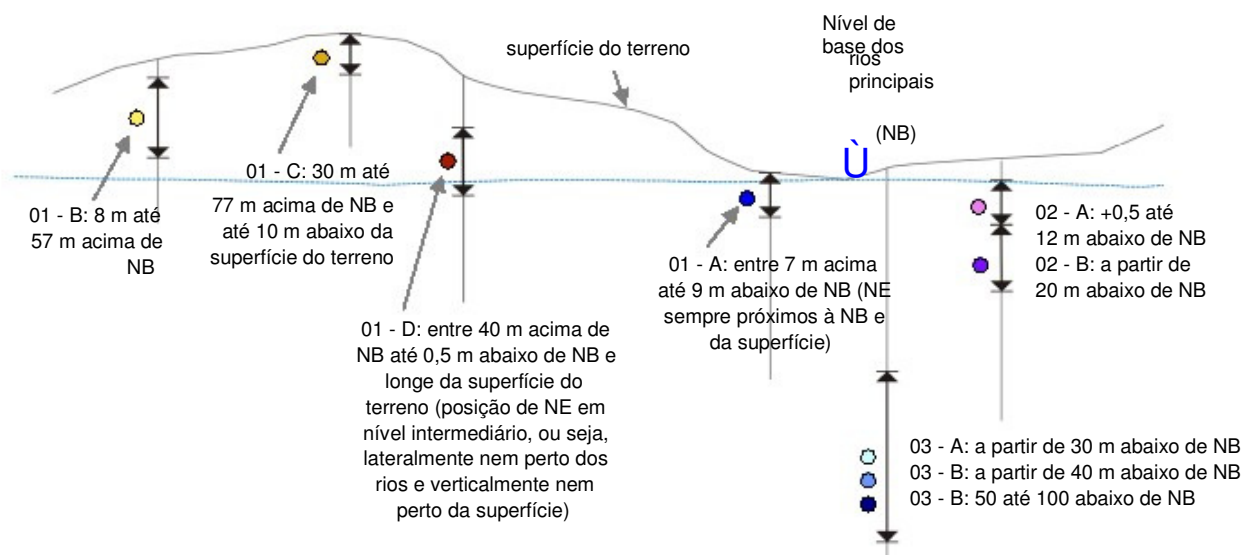
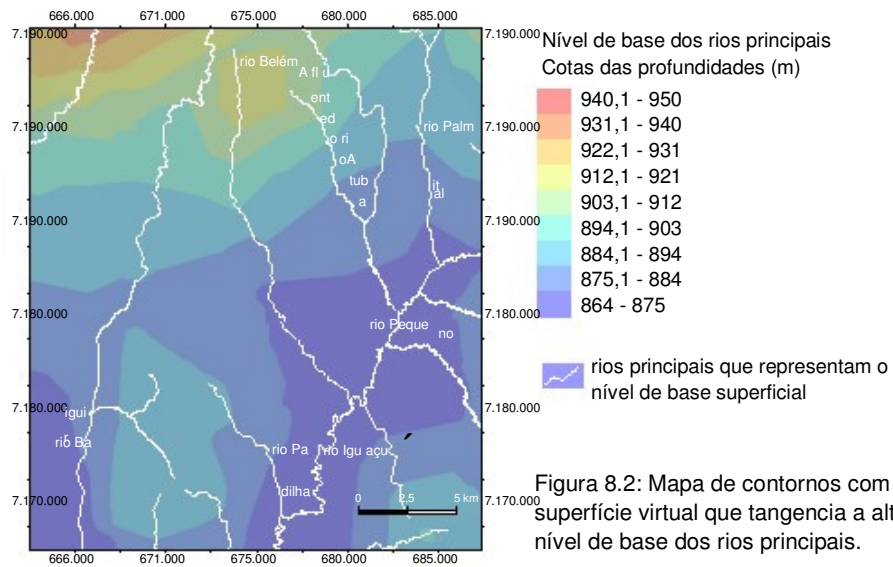


Figura 8.3: Perfil esquemático mostrando os agrupamentos dos poços tubulares profundos em relação ao nível estático e a altura do nível de base dos rios principais (sem escala).

Em função da grande quantidade de poços tubulares profundos existentes no município, a análise deste conjunto de informações é trabalhosa, posto que a heterogeneidade do meio fissural pode estar mascarando os resultados. No todo ocorrem flutuações estatísticas e uma das razões é a própria interferência entre poços próximos entre si, resultando no rebaixamento do nível estático em áreas mais adensadas.

A movimentação das águas freáticas deve-se fundamentalmente à ação da gravidade até o nível de base mais próximo, geralmente os rios de maior porte. Em sistemas fraturados, no entanto, as heterogeneidades encontradas estão associadas as estruturas tectônicas e estas influenciam os pontos de recarga e descarga na área.

Em vista do exposto, ainda que um mapa potenciométrico não tenha sido criado, uma análise de cluster, possibilita que se observe a variável NE com comportamento heterogeneo, mesmo assim alguns trends foram identificados. O resultado deste cruzamento é mostrado em planta nos quatro mapas da figura 8.5 (A, B, C e D) e com a mesma escala de cores dos pontos no perfil (Figura 8.3).

Na figura 8.5, (A) os agrupamentos foram sobrepostos ao mapa hipsométrico, enquanto que em "B", "C" e "D", utilizou-se como referencial o mapa de contornos do topo do embasamento. Na análise do comportamento de NE foi visto que:

Grupo (01 - A): poços situados preferencialmente em fundos de vales (nos terraços e/ou planícies aluvionares) onde o NE em geral acompanha a mesma cota do nível de base dos rios de maior porte (Figura 8.5, A).

Grupo (01 - B): a potencimetria mais ou menos correspondente com a topografia, onde então a área de descarga das águas seria o próprio rio Iguaçu (Figura 8.5, A).

Grupo (01 - C): ocorre localmente nas áreas mais elevadas cujo NE está próximo a superfície e muito acima do nível de base dos rios (Figura 8.5, A). Poços locados nas porções intemperizadas e/ou aflorantes do Complexo Atuba ou relacionados a fácies média a grosseira da bacia: diamictitos médios a finos e arcósios (Salamuni, 1998).

Grupo (01 - D): o nível estático dos poços apresenta posição intermediária, longe da superfície e lateralmente longe dos rios principais havendo muitas flutuações (Figura 8.5, B).

Grupo (02 - A e B): NE está até 20 m abaixo dos rios principais (Figura 8.5, C).

Grupo (03 - A, B e C): as cotas de NE estão até 100 m abaixo do nível de base dos rios e a área de ocorrência é concordante com as depressões no topo do embasamento (Figura 8.5, D). Embora somente 60 casos constam no cadastro, as características hidráulicas sugerem que potencimetria esteja condicionada a existência de grandes estruturas tectônicas.

A seguir são discutidos os principais argumentos que suportam a análise de cluster da variável NE, cujo resultado indica que não há uma única superfície potenciométrica e o nível de base da Bacia do Alto rio Iguaçu não é a área de descarga dos volume total de águas subterrâneas:

Com relação às águas do freático é possível e lógico considerar que as mesmas sejam descarregadas nas drenagens formadoras da Bacia do Alto rio Iguaçu. Os níveis de água do grupo 1, com exceção de "D", provavelmente enquadram-se nesta situação.

Uma hipótese é que além da influência tectônica, a interferência entre poços é a responsável pelos rebaixamento de NE. Nos poços do grupo 2 ou mesmo do grupo "1-D" onde são descritas as maiores flutuações de NE, pelos menos em parte, deve ser este o caso.

Os poços tubulares no aquífero fraturado não são jorrantes, portanto se o nível de água em alguns casos está até 100 m mais profundo que os rios maiores no município (grupo 3), não há pressão artesianas suficiente para gerar águas circulantes das zonas de maior profundidade em direção à superfície, ou seja, estes níveis piezométricos em cotas mais profundas não estão relacionados ao nível de base dos rios principais da bacia.

No grupo 3 há poços cuja primeira EA foi observada somente em cotas mais profundas e o intervalo anterior da rocha foi descrito como maciço. Isso, adicionado ao fato do NE também ocorrer muito abaixo de NB sugere que a potenciometria é outra que a do nível mais superficial. O poço do Condomínio Ed. Mont Royal (acompanhado por geólogo Eduardo Salamuni) e o poço vizinho (Condomínio Ed. Tibet) exemplificam estas relações. No primeiro caso a profundidade da sondagem é de 352 m com vazão de 8 m<sup>3</sup>/h, o NE foi medido aos 134 m, a partir da superfície, e a primeira EA ocorre aos 324 m; no segundo caso o poço possui 304 m de profundidade, Q = 6 m<sup>3</sup>/h, NE = 126 m (a partir da superfície) e a primeira EA aos 304 m. Notar que as vazões obtidas são médias a altas.

Alguns poços em particular no grupo 3 (14 ao todo) apresentam todas as características antes mencionadas e, além disso a Q/s é média a alta como mostra o exemplo: profundidade do poço = 264 m, Q = 15 m<sup>3</sup>/h, NE = 102 m, ND = 107 m, 1ª EA = 145 m e Q/s = 3,1 m<sup>3</sup>/h.m.

Os poços com características hidráulicas similares a estas, estão sem dúvida relacionados às grandes estruturas tectônicas.

Em profundidade (100 m abaixo da cota rio Iguaçu) as águas subterrâneas não estão estagnadas, elas circulam mesmo que de forma lenta movimentando-se pela gravidade em direção ao nível de base mais próximo onde então ocorre a descarga.

O comportamento das variáveis hidráulicas dos poços tubulares profundos de Curitiba indica que o rio Iguaçu não é a área de descarga do volume total das águas subterrâneas. Na verdade, o Aquífero Atuba é um sistema hidrogeológico complexo e muito mais amplo que os limites superficiais da Bacia do Alto rio Iguaçu (ver mapa hipsométrico da figura 5.1 e mapa com os domínios geomorfológicos da figura 5.22, capítulo 5).

Com esta premissa, em linhas gerais é proposta a seguinte compartimentação vertical:

- (a) sistema superficial: NE corresponde ao nível de base dos rios principais da Bacia do Alto rio Iguaçu, ou seja, até a cota altimétrica do NB próxima dos 870 m. Os poços tem mediana da profundidade aos 100 m (Figura 8.4); medianas de Q aos 4,8 m<sup>3</sup>/h e Q/s aos 0,21 m<sup>3</sup>/h.m.
- (b) sistema intermediário (acima e abaixo do NB): poços onde as flutuações da variável NE podem estar relacionadas a fraturas nos níveis superficiais a médios e/ou há interferência

entre os poços mais próximos entre si. Poços em geral com a mediana da profundidade em torno de 146 m e mediana de Q aos 4,5 m<sup>3</sup>/h e de Q/s aos 0,14 m<sup>3</sup>/h.m (Figura 8.4).

(c) sistema mais profundo: NE com 50 m abaixo do NB cuja a circulação de água subterrânea está associada às estruturas tectônicas, em torno da cota altimétrica 820 m, mediana da profundidade aos 223,6 m; mediana de Q aos 4,4 m<sup>3</sup>/h e de Q/s aos 0,11 m<sup>3</sup>/h.m.

Nos três gráficos abaixo (Figura 8.4) constam apenas os poços que puderam ser relacionados às fácies hidroquímicas, ou seja, 275 casos. É lembrado que o número total de poços e casos cujos valores das variáveis Q e Q/s são mais altos, é maior.

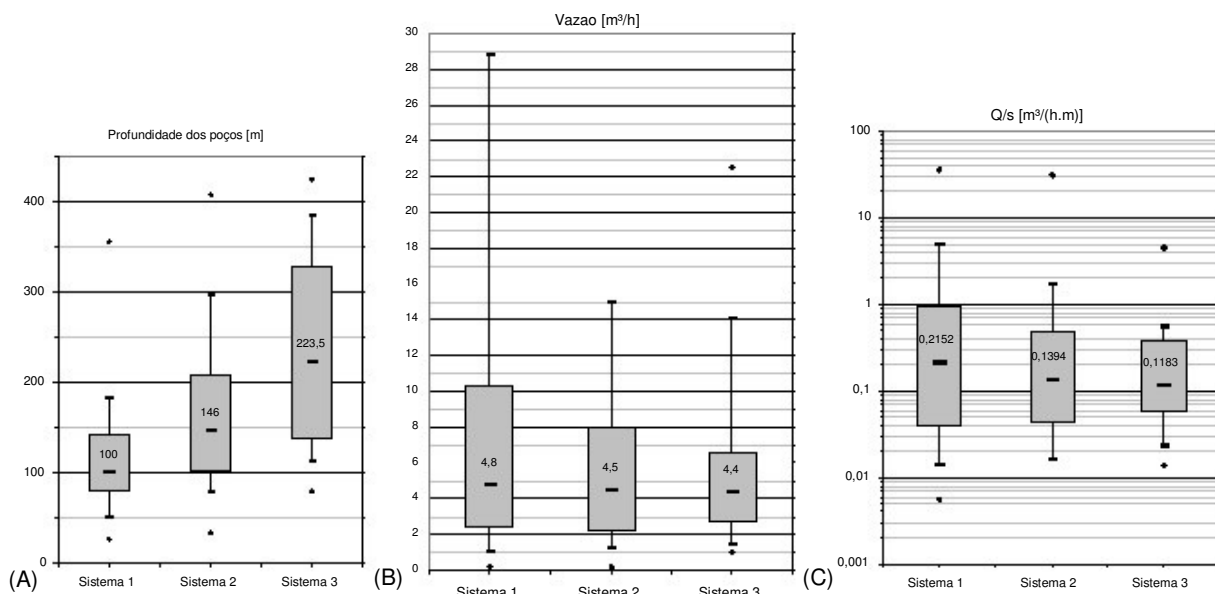


Figura 8.4: (a) Mediana da profundidade dos poços tubulares com base no modelo de compartimentação vertical; (b) Mediana da variável Q (m<sup>3</sup>/h) e (c) Mediana da Q/s (m<sup>3</sup>/h.m).

Este zoneamento vertical gerado, principalmente pelas trocas catiônicas entre os íons Ca<sup>2+</sup> e o Na<sup>+</sup> foi reportado em granitos no Canadá e em diversas outras regiões do mundo (Gascoyne e Kamineni, 1993; Gascoyne, 2003). Ver figura 7.25 do capítulo 7 (pg. 169). Espacialmente as fácies hidroquímicas caracterizadas no capítulo 7 mostram correlação com os agrupamentos encontrados e com o meio físico em que elas ocorrem. Para mostrar esta relação foi preparada a seqüência de imagens da figura 8.6 (letras A, B, C, D, E e F). Os mapas de isovalores das variáveis 1a EA e NE foram interpolados pelo método do IQD (inverso da distância) e com auxílio do programa Surfer.



Agrupamentos dos poços tubulares profundos pela altura da cota do nível estático (NE)  
em relação ao nível de base (NB) dos rios principais e a superfície do terreno

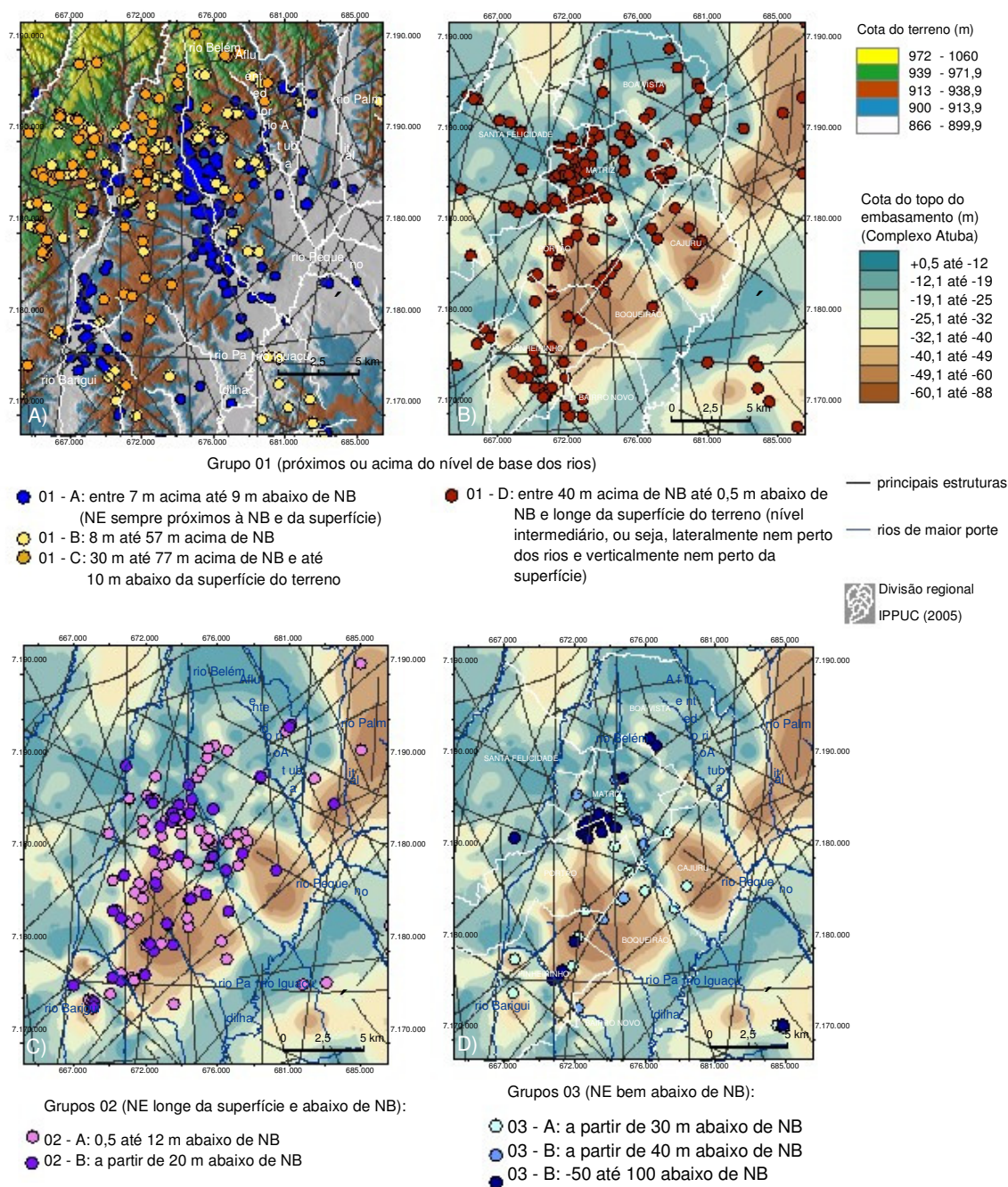


Figura 8.5: (a) Grupo 01 - A, 01 - B, 01 - C e 01 - D: altura da cota do nível estático em relação ao nível de base (NB) dos rios principais; (b) Grupo 02 - A e 02 - B: altura do nível estático dos poços onde a cota absoluta de NE está -0,5 até -20 m abaixo de NB; (c) Grupo 03 - A, 03 - B e 03 - C: poços onde o nível estático está posicionado abaixo de 30 metros do nível de base dos rios principais.



Fácies hidroquímicas sobrepostas aos mapas de contornos  
do topo do embasamento, cota da 1ª entrada de água e cota do nível estático (NE)

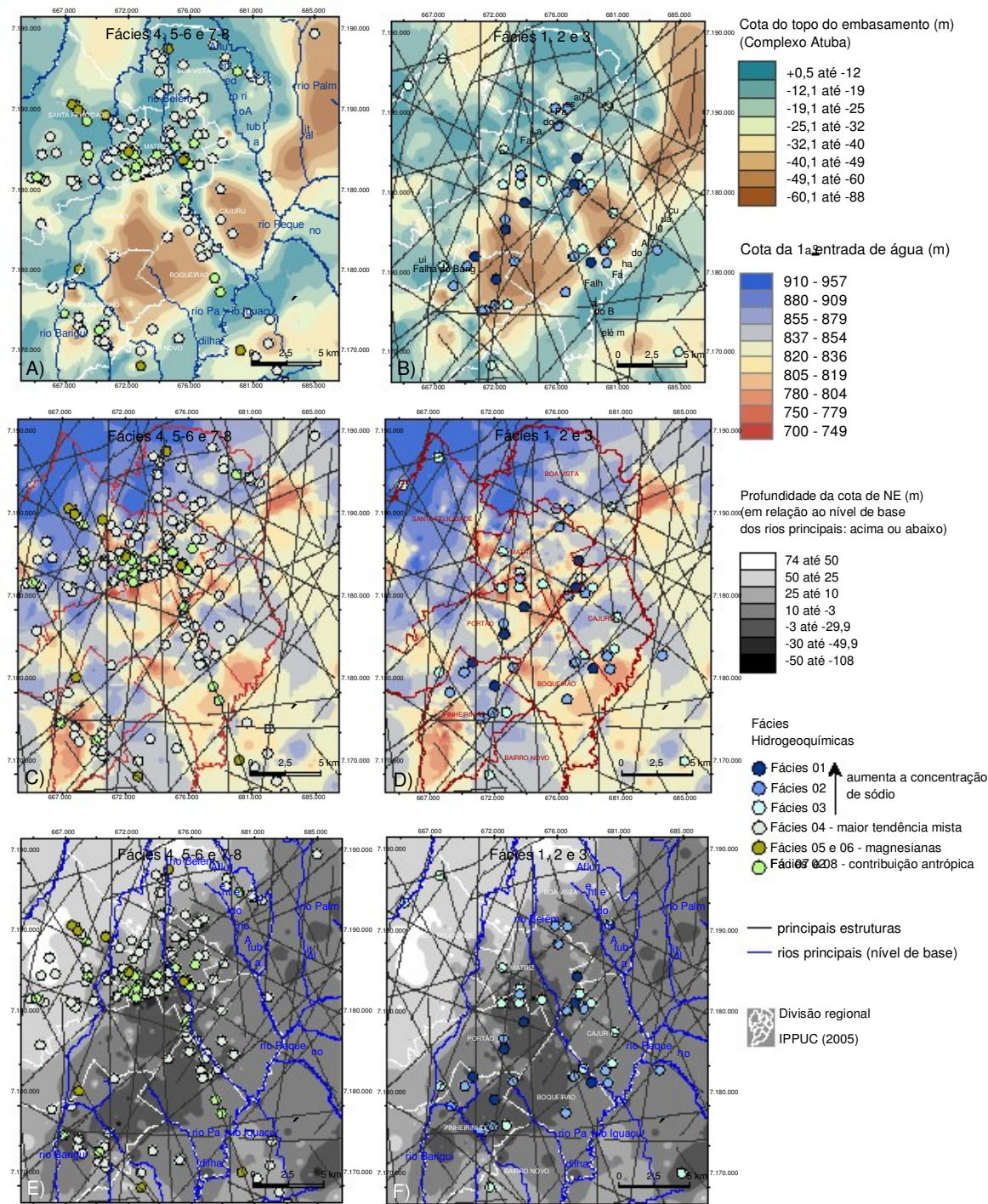


Figura 8.6: (a) fácies hidroquímicas (04: maior tendência mista; 05 e 06: magnesianas; 07 e 08: contribuição antropogênica) sobrepostas ao mapa com o topo do embasamento; (b) Topo do embasamento e fácies hidroquímicas 1, 2 e 3 onde a concentração geral dos íons é controlada predominantemente pelas espécies iônicas sódio e bicarbonato; (c) Fácies 4, 5, 6, 7 e 8 sobrepostas sobre o mapa de isovalores das cotas das 1ªs entradas de água; (d) Mapa de isovalores das cotas das 1ªs entradas de água e fácies 1, 2 e 3; (e) Fácies 4, 5, 6, 7 e 8 sobrepostas ao mapa que representa a profundidade do nível estático (NE); (f) Mapa de isovalores do nível estático e fácies hidroquímicas 1, 2 e 3.

As fácies 1, 2 e 3 cuja concentração dos íons é controlada pelas espécies iônicas sódio e bicarbonato, estão distribuídas predominantemente nas porções mais escuras dos mapas (Figura 8.6, B), correspondentes aos núcleos mais profundos do embasamento e compreendidas entre as falhas do Passaúna e Alto Iguaçu. A mesma tendência é vista ao sobrepor os pontos que representam este tipo de água aos mapas de isopropriedades da 1ª EA (D) e do nível estático (F). Verifica-se que os poços associados ao maior tempo de residência entre as fraturas estão posicionados preferencialmente onde são vistas as cotas de maior profundidade das variáveis hidráulicas dos poços. A fácies 4 cálcico-sódicas (mista) é observada por toda região, sendo este o comportamento esperado, já que o grupo é o que melhor representa a tendência geral das águas do aquífero fraturado. As águas com contribuição antrópica (fácies 7 e 8) ocorrem em maior número nas áreas menos profundas do embasamento, na Matriz e segundo o alinhamento do rio Belém. Os poços com as amostras de água onde o teor de magnésio está mais presente (fácies 5 e 6) são verificados preferencialmente nas áreas aflorantes do topo do embasamento e sobre as cotas intermediárias a menos profundas nos mapas de isovalores da 1ª-EA e NE (Figura 8.6, A, C e E), condizendo com a caracterização do íon no capítulo 7.

Em se tratando da qualidade das águas subterrâneas em geral, a má construção de poços é a razão principal pela presença de coliformes totais e fecais nas amostras (CETESB, 2004). No Aquífero Atuba, a presença de bactérias foi verificada na região da Matriz e também segundo dois grandes lineamentos estruturais, um deles acompanha o rio Belém e o outro atravessa a cidade no sentido NE/SW (Figura 8.7). Segundo Hindi<sup>1</sup> (2008) este resultado é extremamente importante, pois mostra a causa de um fato que se vem observando há muito tempo nos resultados analíticos de amostras coletadas em poços situados nas proximidades de rios canalizados. Uma hipótese é que a qualidade da água pode ter sido afetada devido ao poço ter interceptado fraturas sob maior influência, nos níveis mais superficiais, de rios poluídos ou por fossas e vazamentos de redes de esgoto. Os poços tubulares que captam água a maiores profundidades que os poços rasos da Bacia de Curitiba, são menos susceptíveis à problemas de qualidade de água como pode ser visto na análise das fácies hidroquímicas do capítulo 7. Quanto a outros parâmetros físico-químicos que mais indicam contribuição antrópica verifica-se que na fácies 4, com o maior número de amostras (161 casos) e apresenta-se distribuída por toda a cidade, as amostras de água em geral contém teores reduzidos a toleráveis de Cl<sup>-</sup> (abaixo de 30 mg/L) e NO<sub>3</sub><sup>-</sup> (ver figuras 7.44 e 7.45), ao contrário das fácies 6 e 7 com contribuição antropogênica. De forma geral, no entanto, a água subterrânea do Aquífero Atuba é considerada

---

<sup>1</sup> HINDI, E. (2008): Os poços tubulares profundos de Curitiba. Curitiba; 1/03/2008. Informação verbal.

como de boa qualidade e atende aos padrões de potabilidade não havendo restrições quanto ao seu uso (ROSA FILHO et al, 1996). A baixa transmissividade dos sedimentos argilosos da Formação Guabirotuba funciona como uma barreira hidráulica dificultando a maior contaminação. Porém, em linhas gerais estas ocorrências de coliformes e valores mais elevados de nitrato junto ou muito próximo a lineamentos, indicam subsidiariamente que existe conexão entre as fraturas e as mesmas servem como condutos onde há, pelo menos localmente, a interconexão do sistema hídrico superior com a água subterrânea do aquífero fraturado.

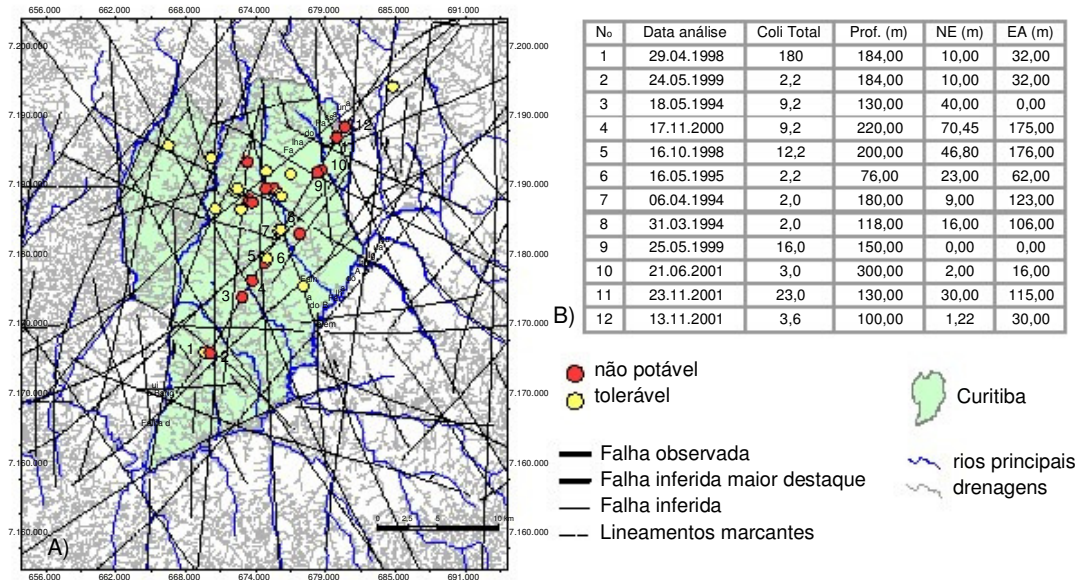


Figura 8.7: (a) Mapa com as principais estruturas tectônicas e os poços tubulares profundos onde o índice de coliformes totais medidos foi tolerável ou não potável; (b) Tabela com as principais informações dos poços numerados de 1 a 12 situados sobre uma estrutura de grande porte.

Outra questão fundamental a ser considerada ao ser discutida a origem das águas cloretadas no aquífero é a recarga artificial. Segundo Hindi<sup>2</sup> (2008) se for considerado que a população de Curitiba tem 1,5 milhão de habitantes ( $1.5 \times 10^6$ ), que cada 5 pessoas utilizam em média  $1 \text{ m}^3/\text{dia}$  e que a perda de água da rede de abastecimento da SANEPAR é de 40% (DALARMI, 1995), então o cálculo aproximado da recarga artificial no município é de  $13.000 \text{ m}^3/\text{dia}$ . Outra fonte de recarga artificial é o esgoto, porém não existem dados oficiais que estimem estas perdas. Pelo exposto, fica caracterizada a proposta de um modelo hidrogeológico simplificado para a área de estudo, em parte comprovado pela caracterização da fácies geoquímicas das águas e também com base na interpretação do comportamento das variáveis nível estático e 1ª entrada de água nos poços tubulares profundos. Portanto, os resultados obtidos neste trabalho sugerem, para o município de Curitiba, a existência de um corpo aquífero

<sup>2</sup> HINDI, E. (2008): Os poços tubulares profundos de Curitiba. Curitiba; 1/03/2008. Informação verbal.

caracteristicamente heterogêneo com comportamento distinto segundo pelo menos três níveis de profundidade, e que apresenta a circulação de suas águas subterrâneas essencialmente controlada pela existência de falhas abertas profundas, nos domínios da respectiva bacia hidrográfica.

No que diz respeito a exploração do meio, a ampla heterogeneidade e anisotropia do Aquífero Atuba é materializada pelas variações de produtividade dos poços tubulares profundos, com vazões e capacidades específicas variando lado a lado de improdutivos até os valores máximos de 44 m<sup>3</sup>/h (Q) e 19 m<sup>3</sup>/h.m (Q/s). O poço do condomínio Fontana di Trevi, com 150 m de profundidade (SALAMUNI<sup>3</sup>, 2008), é o melhor exemplo em Curitiba de produtividade excepcional com uma vazão de 30 m<sup>3</sup>/h, capacidade específica 4,61 m<sup>3</sup>/h.m e rebaixamento menor que 1 m. A sondagem foi locada exatamente no ponto de intersecção entre as falhas do Passaúna e a falha do Belém, região considerada como altamente favorável segundo a análise de conectividade desta pesquisa (ver figura 6.10, capítulo 6). Pela observação do geólogo a perfuração interceptou uma grande área fraturada (falha verticalizada) onde identificou-se, inclusive, estrias de atrito nas amostras de rocha. Por outro lado, no Colégio Estadual, no poço tubular vizinho com 100 m de profundidade, a vazão encontrada foi de apenas 2,5 m<sup>3</sup>/h. Isso ilustra a grande heterogeneidade do meio, no qual os poços locados fora de uma região fraturada, apresentam produtividade baixa ou nula. Casos extremos onde as vazões obtidas são todas abaixo de 1 m<sup>3</sup>/h foram constatados na porção central da cidade coincidentemente sob uma crista alongada na direção N-S (Figura 8.8). Embora as diferenças de altitude no município não sejam grandes, esta área topograficamente mais elevada é bem evidenciada no mapa hipsométrico da figura 5.1 (B) e como divisor de águas superficiais no mapa geomorfológico da figura 5.9. A feição geomorfológica positiva, (capítulo 5, Figura 5.15) por apresentar geometria sigmoidal e estar rompida e atravessada ao longo de sua extensão (em torno de 13 km) por estruturas tectônicas de grande porte interpretadas como falhas transcorrentes e fraturas menores. Além da grande quantidade de poços pouco produtivos nesta porção, chama atenção a situação contrária onde poços vizinhos com altas vazões estão situados sobre as fraturas que atravessam a crista. Ainda mais notável, são os casos que ocorrem nos cruzamentos de grandes estruturas como o agrupamento delimitado com um círculo vermelho, disposto entre as falhas do Passaúna e do Belém, entre outros planos tectônicos (Figura 8.8, B). Os poços ali, são todos com altas vazões demonstrando que a maior favorabilidade hidrogeológica é fortemente

---

<sup>3</sup> SALAMUNI, E. (2008) Estudos hidrogeológicos, Curitiba; 18/07/2008. Informação verbal.



condicionada, principalmente, pelo parâmetro de intersecção com peso ainda maior nos cruzamentos das estruturas de grande porte.

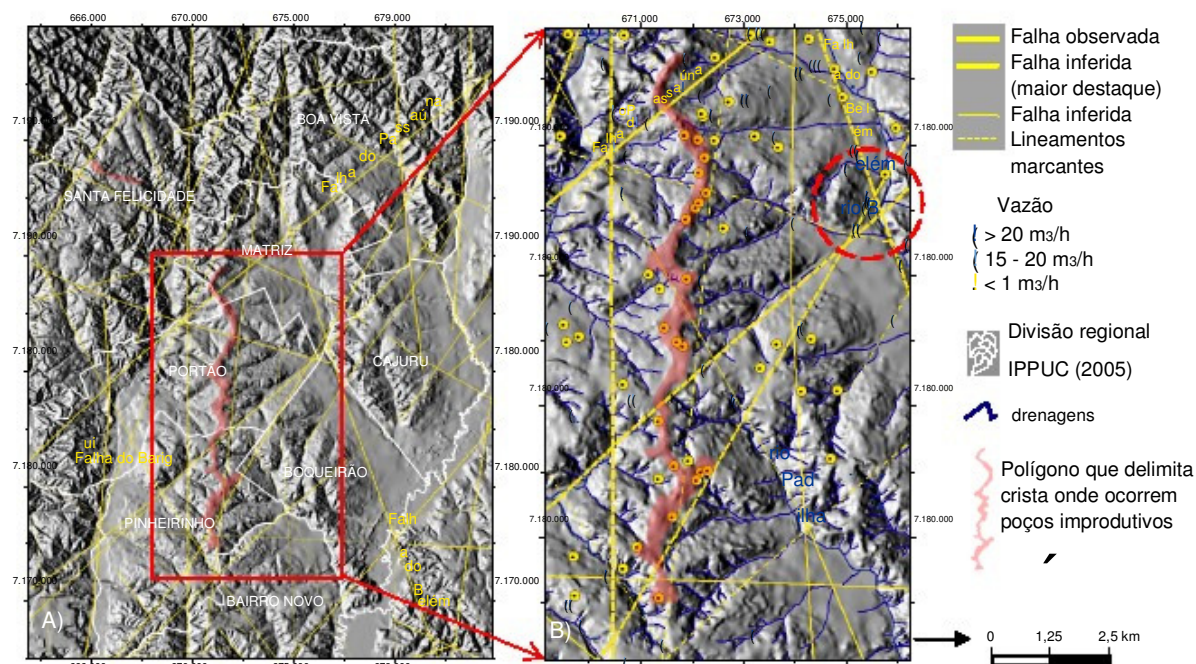


Figura 8.8: (a) Retângulo e polígono demarcando feição geomorfológica positiva segundo a qual foram observadas várias ocorrências de poços com baixa vazão; (b) Detalhe que mostra com maior aproximação tanto os poços improdutos sobre a crista, quanto os casos com altas vazões dispostos preferencialmente sobre fraturas ou nos cruzamentos das mesmas (ver o círculo vermelho que delimita os casos mais notáveis).

Para mostrar esta correspondência o mapa gerado no capítulo 6 (ver figura 6.10, pg. 141) é apresentado a seguir em conjunto com a variável Q. Na figura 8.9 foi escolhida a escala mais ampla que mostra os limites dos bairros, os rios principais e as falhas mestras. Ver como há o predomínio da maior concentração de poços com altas vazões sobre as porções mais avermelhadas que representam as porções onde há o maior número de cruzamentos de fraturas. Dentre todas as discontinuidades, destaca-se a falha do Belém, seguida da falha do Passaúna. Na parte central da cidade onde há o maior número de informações, foi traçado um polígono que delimita uma área menor para ser apresentada na figura seguinte. Neste detalhe (Figura 8.10, A) sobrepostos ao mapa de intersecção comparou-se os valores baixos e os mais elevados de vazão. Ainda que alguns poços mais favoráveis sejam observados sobre porções com valores baixos de intersecção e vice-versa, a correlação entre as variáveis é grande. Na figura 8.10 (B) foram plotadas as sondagens com vazões baixas a médias e os valores improdutos. Os desvios são maiores, contudo, nos cruzamentos das falhas mestras é indiscutível a maior favorabilidade. Para reforçar esta afirmação na figura 8.11 (A), os valores de Q foram interpolados pelo método da krigagem com base na variografia realizada no programa Surfer. A análise exploratória dos



dados em diferentes intervalos permitiu identificar as direções onde ocorrem a maior e a menor continuidade espacial da variável. A correlação no meio fissural existe, mas não é muito forte o que já é esperado dada a natureza do fenômeno. No variograma da figura 8.11 (B) para as direções N20E e N-S verificou-se a maior anisotropia e a correspondência máxima entre os dados é de 1500 m. Em (C) foram testadas as direções N45W, N45E e E-W, constatando-se o efeito de buraco, ou seja, ausência de correlação. Sobrepostos ao mapa da Q observam-se as estruturas de maior porte e os valores medidos da variável Q/s.

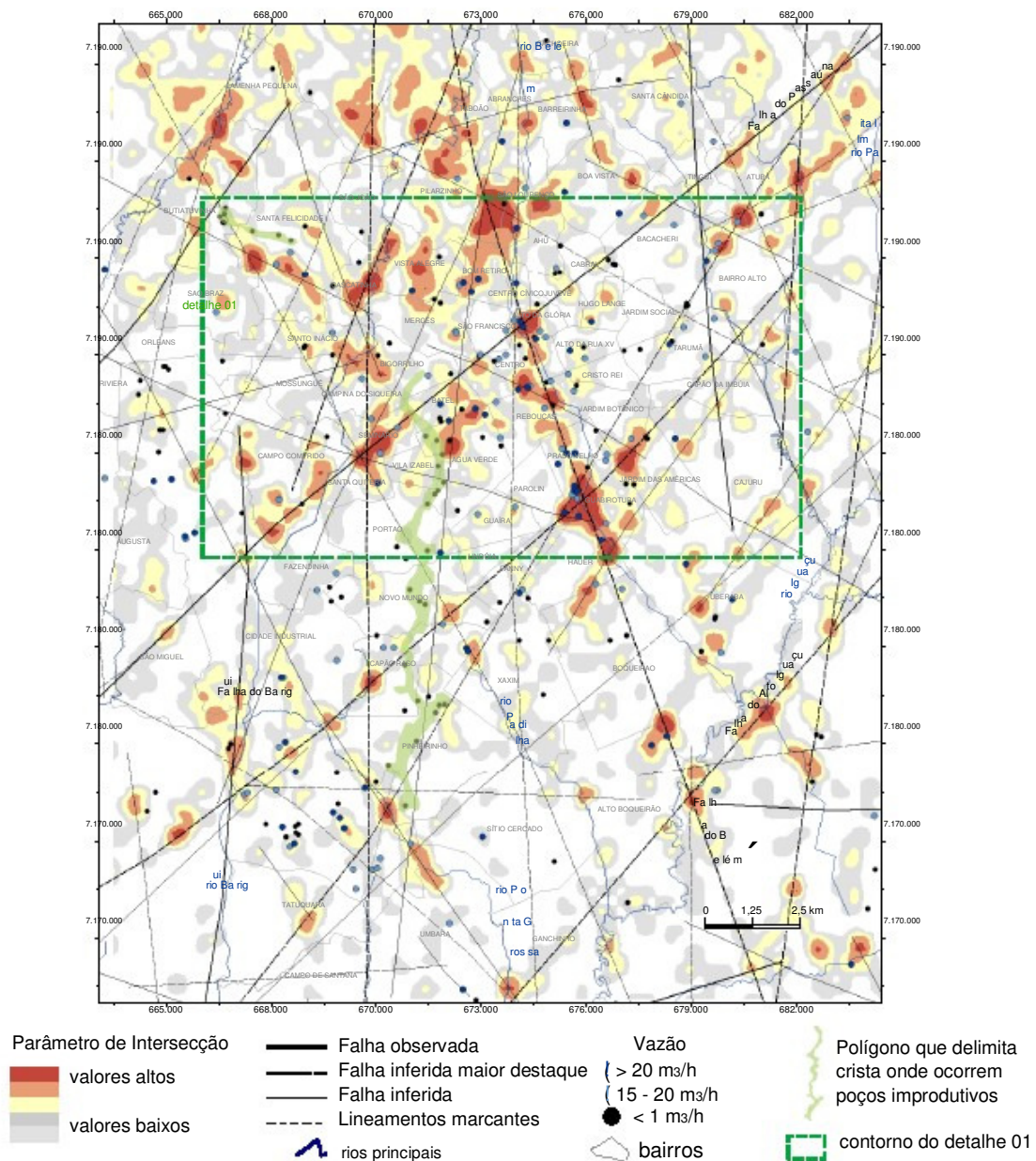


Figura 8.9: Variável vazão (Q) e estruturas principais sobrepostas ao mapa de contornos com os valores de intersecção realizado para as fraturas no intervalo N45W a N45E. O polígono verde delimita uma área onde constatou-se grande número de poços improdutos.

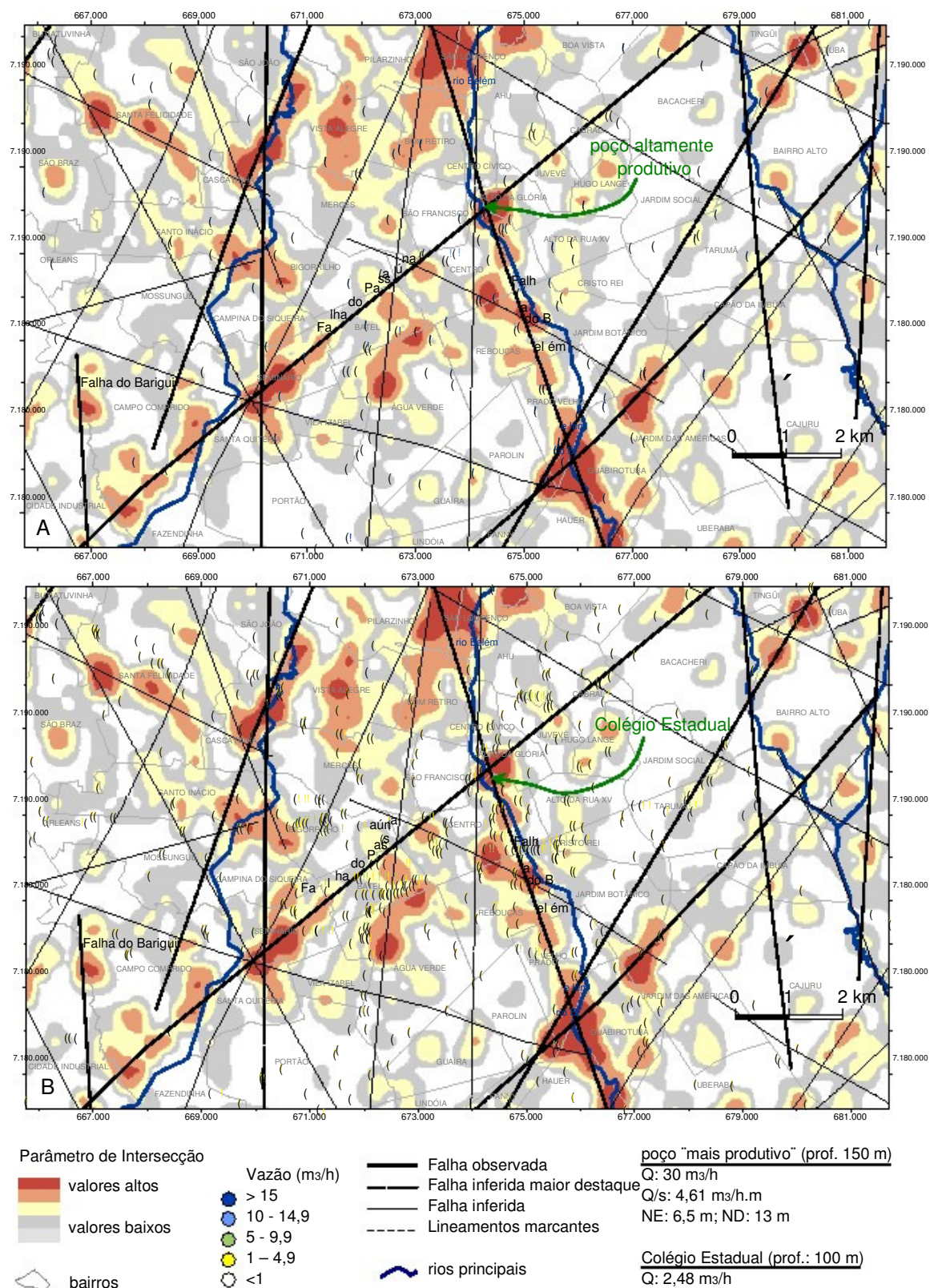


Figura 8.10: Área delimitada no "detalhe 01" da figura anterior (8.9) que mostra com maior aproximação a variável vazão (Q) e as estruturas principais sobrepostas ao do mapa de contornos com os valores de intersecção de fraturas. Ver a localização do poço mais produtivo no município.



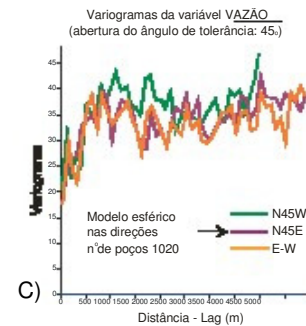
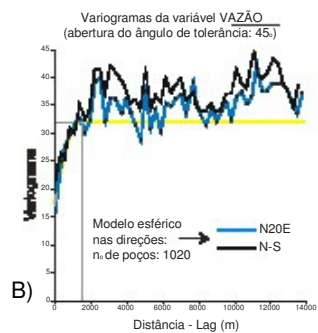
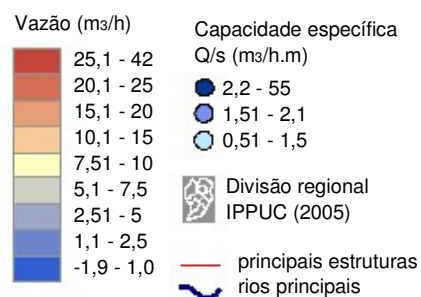
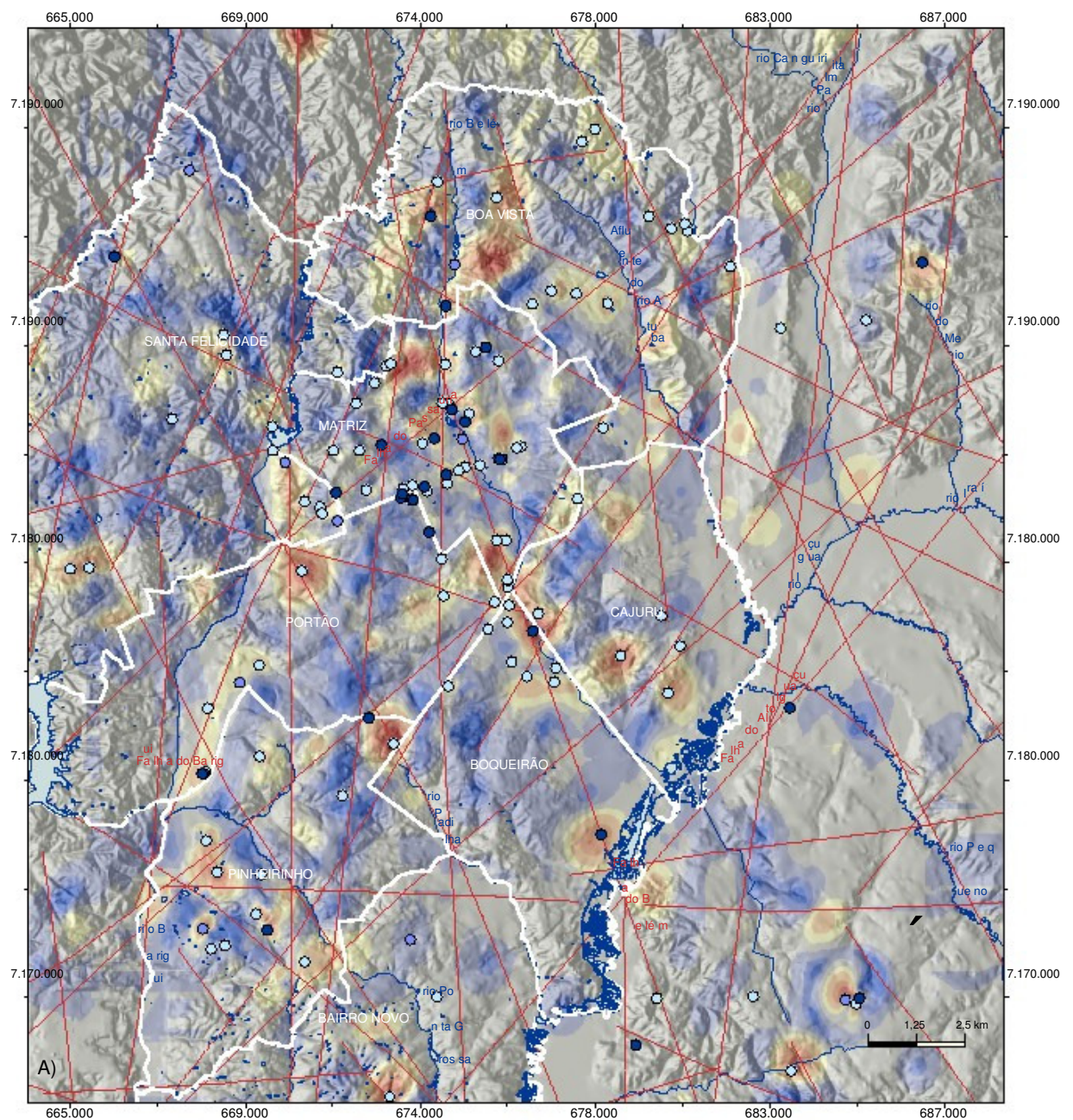


Figura 8.11: (a) Pontos que representam a variável capacidade específica sobrepostos ao mapa de contornos com os valores de vazão dos poços tubulares profundos; (b) Variograma para variável vazão dos poços na direção N20E; (c) Variogramas para as direções N45W, N45E e E-W.

O último mapa a ser apresentado foi feito para a porção central do município delimitada no detalhe 01 e mostra a relação das ocorrências de fluoreto com as fraturas e o topo do embasamento (Figura 8.12). A maior concentração do elemento está associada às fácies 1, 2 e 3 e aos poços com nível estático e 1ª entrada de água nas porções mais baixas do topo do embasamento. Também pode ser visto que os valores altos de F-, por vezes, foram medidos em poços com alta vazão e podem estar próximos das grandes estruturas, porém não são encontrados nos cruzamentos das mesmas. As linhas de contornos nas cores vermelha a amarelo representam os intervalos mais altos dos valores interpolados de vazão.

O comportamento do fluoreto reforça a hipótese da existência de águas com maior tempo de residência, em contrapartida com águas que circulam com maior velocidade em um sistema mais ativo e com maior conexão entre as fraturas menores e de maior porte.

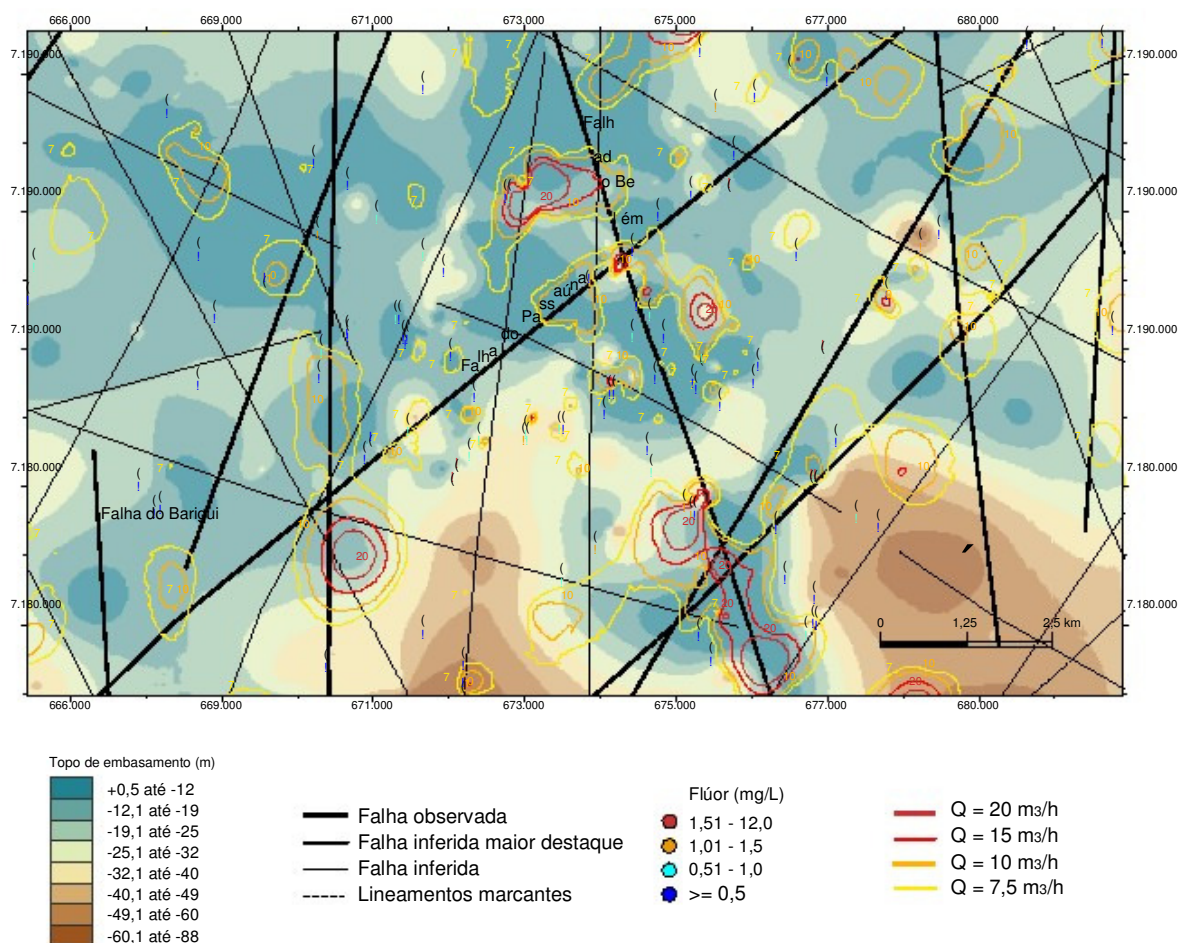


Figura 8.12: Detalhe na porção central do município de Curitiba que mostra a relação do fluoreto com as variáveis vazão (Q), topo do embasamento e estruturas principais.



## 9. RESUMO DAS CONCLUSÕES FINAIS

No município de Curitiba, área alvo da pesquisa, a observação em escala regional foi fundamental visto que o aquífero fraturado e a extensão dos lineamentos de interesse se estendem muito além do limite municipal. Com um modelo digital em escala ampla, aliado à observação em detalhe foram identificados e reinterpretados grandes lineamentos estruturais como a Falha do Belém, Falhas N-S e a Falha do Alto Iguaçu. Esta última teve seu traço alongado e ultrapassa 100 km estendendo-se desde sudoeste da área até a drenagem do rio Capivari. As falhas mestras são quilométricas e conectam, no mínimo superficialmente, as áreas vizinhas a nordeste e a norte onde ocorre o Aquífero Karst. Outras estruturas conjugadas formam o padrão em "V" e são observadas em linha reta até a Serra do Mar (ver figura 5.22, pg. 129). A análise dos lineamentos foi feita a partir de feições morfotectônicas, tais como a assimetria de sub-bacias hidrográficas e padrões e anomalias de drenagens, permitindo interpretar por meio de aparentes indicadores cinemáticos (padrão sigmoidal, desvios de canais com geometria em "Z" e "S", entre outros) a tectônica e a trama estrutural mais recente.

No presente caso, um sistema transcorrente proeminente é o responsável pela origem e a reativação de fraturas, com direções mais favoráveis à circulação de água subterrânea (N-S), ao contrário de outros planos que tendem a ser mais fechados (E-W). As características geométricas e cinemáticas das discontinuidades foram estudadas com detalhe em trabalhos de campo, com especial ênfase em pontos "chaves", como as pedreiras Central, Maringá, Inecol, Pussoli, Cesbe, além de afloramentos no CIC. Nestes locais foram observados planos de fraturas conjugadas, associados à tensão regional N-S, em geral formados pelas famílias existentes no intervalo N30W a N30E. O mesmo padrão geométrico foi reconhecido nas imagens digitais: os feixes de lineamentos com padrão conjugado em "X" e formas sigmoidais (Figura 5.21, pg. 127) cruzam indistintamente tanto as rochas do Complexo Atuba quanto os sedimentos da Bacia de Curitiba. As direções E-W, em contrapartida, são aquelas que mais se mostram segmentadas pelas demais famílias. Os lineamentos de direção N-S e N30-50E/SW predominam no controle morfoestrutural da região, seguidos dos lineamentos de direções próximas a N30W/SE.

Uma das conclusões do trabalho ora apresentado é que a tectônica rúptil associada às estruturas acima mencionadas gera intenso cisalhamento que produz cominuição, cataclasamento e deslocamentos com rejeitos métricos com até 7 m, em grandes diques de diabásio (pedreira Inecol) e lamprófiro (pedreira Central), este último provavelmente associado

ao magmatismo alcalino que ocorreu no Cretáceo Superior (VASCONCELLOS<sup>1</sup>, 2008). Em diques de lamprófiros as estrias de atrito horizontais e espelhos de falha (ver figura 4.7, pg.32 e figura 4.12, pg. 136) são marcadores cinemáticos indiscutíveis e provam que o sistema transcorrente é posterior ou reativado, no mínimo, após o magmatismo alcalino no Cretáceo Superior.

Quanto às estruturas observadas na Bacia de Curitiba, os grandes vales foram formados por tectônica no início do Cenozóico, entretanto os indícios de campo nos afloramentos no CIC e anomalias de canais de drenagens são evidências que houve reativação destas estruturas como planos transcorrentes no Quaternário, corroborando com as investigações anteriores de Salamuni (1998). Também como consequência da tectônica transcorrente verificou-se fraturas e pares conjugados nos sedimentos da Formação Guabirotuba (ver figuras 4.102, pg. 79 e 4.103, pg. 80). O padrão em "X" formado pela intersecção de planos de falhas transcorrentes oblíquas e as anomalias dos canais de 1ª ordem indicam que os sedimentos estão afetados segundo estes esforços mais recentes. Os planos de direção N-S, quase sempre presentes nos afloramentos mostram características marcantes: são de grande porte e abertos com até 3 cm, por vezes lisos, em geral sem preenchimento e sem indicadores cinemáticos; podem apresentar padrão amendoado e evidências de forte cataclase da rocha; geralmente há evidências de circulação de água (Figura 4.14, pg. 37). A família N-S, entre o intervalo N10W a N10E, é formada predominantemente por fraturas abertas de grande continuidade e com característica distensiva a cisalhante, ou seja, híbridas. As fraturas subverticais segundo os trends das direções principais N20-35E/SW e N20-35W/SE, estão associadas às estruturas N-S; são conjugadas, apresentam estrias de atrito horizontais e/ou oblíquas, são de grande porte e podem apresentar padrão escalonado. Em relação às fraturas NW e NE (R' e R), esta última é a família cujos os planos são mais abertos. Ambas também deslocam de forma concomitante gnaisses e diques e seguem de forma didática o modelo de Riedel (1929), na pedreira Central (ver figura 4.121, pg. 89). Além das estruturas relacionadas ao sistema transcorrente, ocorrem falhas inversas de mergulho baixo (20-30°) na maioria dos afloramentos, formando com frequência padrões conjugados em X, provocado pela intersecção de planos de direções próximas a N20W/35NE e N20E/20NW. Na pedreira Cesbe estas zonas de cisalhamento rúptil de baixo ângulo são responsáveis pela intensa cataclase e cominuição do gnaiss e também de diques com até 1 m de largura (Figura 4.88, pg. 72). Igualmente as falhas inversas estão comumente seccionadas pelas estruturas transcorrentes associadas ao sistema N-S.

---

<sup>1</sup> VASCONCELLOS, E.M.G. (2008): O magmatismo alcalino na porção leste do Estado do Paraná. Curitiba; 22/02/2008. Informação verbal.



Pelo exposto, as relações geométricas entre as diferentes famílias de fraturas, grandes diques deslocados, anomalias de diferentes tipos nos canais de drenagens e análise dos lineamentos possibilitam estabelecer uma cronologia entre os eventos tectônicos, dos quais o sistema transcorrente associado à compressão N-S é o mais marcante e como também está impresso nos sedimentos da Bacia de Curitiba, interpretou-se como o mais recente ou pré-atual. As evidências encontradas na Formação Guabirotuba são de grande significado, pois estabelecem qual é o limite temporal inferior a partir do qual estas estruturas atuaram ou voltaram a atuar, ou seja, o Neógeno. Esta interpretação coincide com o evento descrito como fase D2' por Salamuni (1998) e de âmbito possivelmente regional ou pelo menos local no planalto de Curitiba. Tal hipótese é corroborada pelas principais conclusões, em termos estruturais, na presente pesquisa. Neste contexto, as fraturas associadas ao modelo proposto estão relacionadas ao regime tectônico atual ou pré-atual, podendo ser uma fase intermediária onde o  $\sigma_1$  está ou esteve orientado na direção N-S, cíclico em relação ao padrão tectônico esperado para as tensões principais da Placa Sul-americana, já que vários trabalhos, a exemplo de Zoback (1992), concluem que a tensão principal máxima na Placa Sul-americana está posicionada no geral próxima a NNW-SSE. No oeste paranaense os trends de direção N-S são significativos, mas não chegam a definir ou não foram reconhecidas zonas de falhas com extensão regional (APPI et al., 2004). Por sua vez, os resultados desta pesquisa aliado às interpretações de Salamuni (1998) e observações de outros autores comprovam que no Planalto de Curitiba e até mesmo na Serra do Mar, o sistema transcorrente N-S e planos associados são de grande magnitude, os mais contínuos e intersectam grandes estruturas com direção próxima a E-W (ver figura 5.22, pg. 129). Na região este é o sistema dominante que controla a circulação de água subterrânea no Aquífero Atuba.

O posicionamento proposto para o campo de tensão atual ou pré-atual - tensão principal  $\sigma_1$  posicionada na direção N-S, cujo ajuste coincide com a fase D2' de Salamuni (op. cit), binário sinistrógiro (figura 3B) – insere no modelo geral que propõe uma tensão compressional E-W em quase a totalidade da Placa Sul-americana, a possibilidade de haver ciclos em que a atuação da tensão principal deixa de ser E-W, e passa a estar em outras direções, mesmo que em blocos tectônicos restritos dentro da placa. Esta tectônica provocou descontinuidades estruturais importantes no Complexo Atuba, gerando falhas transcorrentes, cuja extensão varia de metros a quilômetros, criando zonas de cisalhamento rúptil, por vezes, de mais de uma dezena de metros.

Esta configuração, por constituir uma tectônica diferente do que vem se definindo sobre as tensões intraplaca da Placa Sul-americana, deve ser investigada também em outros domínios estruturais da placa, posto que há possibilidade concreta de se encontrar deformações

compatíveis com este quadro tectônico, tais como grandes falhas com direção N-S e reativações de sistemas de falhas, como no caso do sistema transcorrente Lancinha-Cubatão, no cinturão de cisalhamento Ribeira.

Com base neste modelo estrutural foram realizados os cálculos de intersecção de fraturas (capítulo 6) com os planos considerados mais favoráveis para exploração de água subterrânea (figura 6.3, pg. 135). O resultado obtido mostra que o parâmetro de intersecção nos cruzamentos dos planos conjugados e fraturas híbridas coincidem com valores altos de capacidade específica e vazão dos poços tubulares profundos. As falhas de grande porte que controlam os principais limites entre os blocos estruturais do Complexo Atuba, no embasamento da Bacia de Curitiba, estão sempre presentes onde ocorrem valores de intersecção também altos (Figura 8.9, pg. 217 e 8.11, pg. 219). A coincidência maior pode ser vista no cruzamento da falha do Belém com as demais estruturas. O poço de mais alta produtividade no município com uma vazão excepcional de 30 m<sup>3</sup>/h e capacidade específica 4,61 m<sup>3</sup>/h.m está locado exatamente na intersecção entre as Falhas do Belém e do Passaúna. Esse é o melhor exemplo que a maior favorabilidade no município é controlada pelos cruzamentos de fraturas e será tanto mais alta, quanto maior forem o porte das falhas mestras, conforme é apresentado no mapa de detalhe da figura 8.10 (pg. 218). Situação contrária às áreas favoráveis foi constatada ao longo de uma crista delimitada na figura 8.8 (A) (pg. 216). Os poços perfurados sobre esta feição geomorfológica positiva possuem vazão inferior a 1 m<sup>3</sup>/h. A morfologia superior controlada pelas cristas é, portanto de menor interesse hidrogeológico. Já as sondagens realizadas junto às estruturas tectônicas que seccionam este alto topográfico demarcado na figura 8.8 (B), principalmente no cruzamento dos planos maiores de fraturamento, são produtivas.

Além da heterogeneidade estrutural a variação da condutividade hidráulica das estruturas é acentuada em função do contraste reológico entre as rochas. Os granitóides em geral mostram-se mais fraturados do que os gnaisses granodioríticos de matriz fina e o mesmo ocorre com os mobilizados quartzo-feldspáticos e porções pegmatíticas, freqüentes nos afloramentos. A foliação, por vezes ultra-milonítica (ver figura 4.64, pg. 61), quando preservada parece estar fechada, mas quando estes planos encontram-se intemperizados são favoráveis à circulação de água, visto que os minerais nestas micro-bandas são pouco resistentes e podem em uma zona de cisalhamento rúptil ser carregados. Na área de estudo observa-se mais de um litotipo no mesmo afloramento, sendo o gnaiss granodiorítico, seguido do gnaiss-granito os mais freqüentes.

Nas análises hidrogeológicas elaboraram-se diferentes testes estatísticos (Figuras 7.31 a 7.58, capítulo 7), que permitiram identificar oito fácies hidroquímicas estando estas fortemente relacionadas ao meio físico, ou seja aos litotipos presentes e as fraturas. A fácies mais

representativa das águas do Aqüífero Atuba é a cálcio-magnésiana bicarbonatada, são a de maior tendência mista e em planta estão distribuídas por toda área e/ou preferencialmente nas cotas menos profundas do topo do embasamento (ver figura 8.6, pg. 212). Um grupo menor mostra tendência magnésiana maior e ocorre em geral na morfologia superior onde afloram as rochas do Complexo Atuba. Outras duas fácies tem contribuição antropogênica, são águas cloretadas e observadas, principalmente onde as cotas do embasamento são mais rasas, enquanto que em porções onde a circulação é mais lenta, há trocas iônicas e o aumento gradativo (nesta ordem: fácies 3, 2 e 1) nas concentrações do íon  $\text{Na}^+$ , seguido de  $\text{SO}_4^{2-}$ . Estas fácies estão associadas a maior tempo de residência entre as fraturas, ocorrem nas porções mais profundas do topo do embasamento e o mesmo é constatado quanto as variáveis nível estático e primeira entrada de água.

Com base no comportamento da química das águas e das variáveis hidráulicas: nível estático e primeira entrada de água nos poços tubulares profundos, aliado ao modelo estrutural proposto apresentou-se um modelo simplificado de funcionamento do Aqüífero Atuba, que forma o embasamento da Bacia de Curitiba no município homônimo. Geomorfologicamente o topo do embasamento e a esculturação do relevo são compartimentados lateralmente de forma semelhante em diferentes blocos estruturais menores, limitados pelas falhas mestras. Pelo agrupamento da variável "nível estático (NE)", ainda que o mapa potenciométrico não tenha sido elaborado em vista da heterogeneidade do meio, foi reconhecido um comportamento desta variável (NE) e sua espacialização é correlacionável em trends gerais com as fácies encontradas.

No modelo ocorre a compartimentação em três níveis:

- 1) sistema superior - associado as águas do freático e ao nível de base dos rios principais, portanto na cota com até 870 m; os poços são mais rasos, com a mediana de 100 metros de profundidade; o grau de mineralização das águas em geral é de 150 mg/L; o pH é neutro ou com certa tendência a ácido;  $\text{Na}^+$  abaixo de 10 mg/L;  $\text{SO}_4^{2-}$  com valores baixos ou nulos; os poços estão localizados preferencialmente nas áreas onde as rochas do Complexo Atuba afloram e nas planícies aluvionares.
- 2) sistema intermediário - o quimismo das águas mostra maior tendência mista (cálcio-magnésiana); com sólidos totais dissolvidos (TDS) entre 150 - 300 mg/L; mediana da profundidade dos poços igual a 146 m; onde o NE mostra as maiores flutuações com níveis de água acima e abaixo do NB dos rios principais; além da influência das fraturas o rebaixamento de NE é motivado pela interferência entre os poços mais próximos entre si.
- 3) sistema profundo - a potencimetria não está relacionada ao nível de base da Bacia do Alto rio Iguaçu; os poços com a mediana da profundidade aos 223 m captam águas subterrâneas

das porções mais profundas do topo do embasamento nas cotas abaixo de 820 m; TDS > 300 mg/L; nos núcleos ou blocos entre as estruturas há aumento nas concentrações de Na<sup>+</sup> e SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> em empobrecimento do cálcio e magnésio; o cloreto e nitrato são insignificantes; as variáveis NE e primeira EA ocorrem também a maior profundidade, porém as vazões podem ser altas e, por vezes a capacidade específica conforme a proximidade com as descontinuidades maiores.

A falha do Belém, do Barigui, do Passaúna e do Alto Iguaçu são estruturas quilométricas e reativadas como planos abertos em tempos recentes ou pré-atuais, portanto constituem zonas de fraqueza profundas por onde ocorre o fluxo preferencial de água subterrânea. Em superfície estas estruturas se estendem até a área vizinha do Grupo Açungui, onde o Aquífero Karst está inserido. O quimismo das águas não deixa clara a existência da interconexão entre os dois sistemas hidrogeológicos, mas também não descarta o oposto. Já a análise variográfica da variável vazão mostra que a maior anisotropia está nas direções N20E e N-S corroborando com o modelo estrutural apresentado, ou seja as maiores vazões são encontradas nesta trama estrutural.

Uma das observações de maior interesse quanto à química das águas é que na região ocorrem anomalias do elemento fluoreto e o íon foi relacionado às fácies de maior tempo de residência das águas entre as fraturas, corroborando a idéia de que existem águas distintas no aquífero. Os teores mais altos do elemento F- estão associados às porções onde a circulação de água subterrânea é mais lenta no meio fissural. Esta premissa parte do princípio que os poços com alto teor de F- (Figura 8.12, pg. 220) estão em locais onde não há o cruzamento das falhas mestras e quando há alta vazão ou média vazão, a capacidade específica é baixa.

O presente trabalho partiu das proposições de Salamuni (1998) e Chavez-Kus (2003). O modelo estrutural inicial foi aperfeiçoado, tendo sido comprovado que as estruturas tectônicas sofreram deformação até o tempo atual ou pré-atual.

Outras descobertas foram feitas: diques de diabásio e lamprófiro foram descritos e estão deslocados por estruturas transcorrentes; grandes falhas mestras foram reconhecidas ou reinterpretadas a luz de novos dados e empregando a tecnologia moderna do SIG; na relação entre as estruturas tectônicas e o quimismo das águas e áreas favoráveis à circulação de água estão demarcadas e até mesmo regiões pouco produtivas foram apontadas.

Essa discussão é nova e, ainda que, sejam consideradas todas as heterogeneidades e complexidade do meio fissural o modelo proposto de uma compartimentação lateral e vertical por falhas é baseado agora não só em observações empíricas, mas em uma análise multi-critério detalhada que ajudou na compreensão dos mecanismos de funcionamento do aquífero fraturado.

## REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. N. e BIGARELLA, J.J. 1961. Superfícies aplainadas do primeiro planalto do Paraná. Boletim Paranaense de Geografia, UFPR. Curitiba, n. 4/5, p. 116-125.
- ALEXANDER, J. e LEEDER, M.R. 1987. Active tectonic control of alluvial architecture. In: ETHRIDGE, F.G. E FLORES, R.M. (eds) Fluvial Sedimentology, Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, v. 39, p. 243-252.
- ALLEN, P.A. e ALLEN, J.R. 1990. Basin analysis. Principles e applications. Blackwell Science, Oxford. 451 p.
- ALLEN, C.R. 1975. Geological criteria for evaluating seismicity, Geological Society America Bulletin, v. 86, p. 1041-1056.
- ALMEIDA, F.F.M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Boletim do DNPM-DGM. Rio de Janeiro, n. 241, p.1-36.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG, Simp. de Geol. do Nordeste, 8, Campina Grande PB, Atas, p. 363-391.
- ALMEIDA, F.F.M. 1969. Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira. In: SBG, Congresso. Brasileiro. de Geologia, 23, Anais... Salvador, p. 29-46.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. Brasília, Agosto/2002. Disponível em: [http://www.ana.gov.br/gestaoRecHidricos/InfoHidrologicas/projetos\\_aguasSubt](http://www.ana.gov.br/gestaoRecHidricos/InfoHidrologicas/projetos_aguasSubt) Acesso em: 2 jun. 2005.
- ANDERSON, E.M. 1942. The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Applications to Britain. Oliver and Boyd, Edimburgh, 191 p.
- ANGELIER, J. e MECHLER, P. 1977. Sur une méthode graphique de res. des contraintes principales également. Bulletin de la Societé Geologique de France, p. 1309-1318.
- APAMBIRE, W.B.; BOYLE, D.R.; MICHEL, F.A. 1997. Geochemistry, genesis, and health implications of fluorifero groundwaters in the upper regions of Ghana. Environmental Geology, 33 (1): 13-24.
- APPI, C.J. e ROSTIROLLA S.P. 2004. Modelagem da anisotropia em sistemas fraturados a partir de estudos de alta resolução na Bacia do Paraná, Brasil. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro. 12 (1): 125-147.
- ARTHAUD, F. 1969. Methode de determination graphique des directions de reccourcissement d'allongement et intermediaire d'une population de failhes. Bulletin de la Societe Geologique de France, Paris, v. 7, n. 11, p. 729-737.
- ASSUMPÇÃO, M. 1992. The Regional Intraplate Stress Field in South America, Journal of Geophysical Research, 97 (B8), p. 11889-11903.
- BALBERG, I. e BINENBAUM, N. 1983. Computer study of the percolation threshold in a two-dimensional anisotropic system of conducting sticks Phys. Rev. B 28, p. 3799-3812.
- BALKE, K.D.; BEIMS, U.; HEERS, F.W.; HOELTING, B.; HOMRIGHAUSEN, R.; MATTHESS, G. 2000. Groundwater Exploitation. Hydrogeological Textbook. v. 4, Berlin-Stuttgart, 740 p.
- BANKS, D.; RHOR-TORP, E.; SKARPHAGEN, H. 1994. Groundwater resources in hard rock: experiences from the Hvaler study, Southeastern Norway. Applied Hydrogeology, 2 (2): 33-42.
- BANKWITZ, P. 1992. Interpretation of remote sensing data and development of geological models. Berliner geowiss. Abh., D 1, Berlin, p. 65-105.
- BASEI, M.A.S.; SIGA, Jr.;O.; MACHIAVELLI, A.; MANCINI, F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 22, nº 2, p. 212-227.
- BATOLA, J.R.; F.; SILVA, A.T.S.F.; ALGARTE, J.P. 1981. O pré-cambriano da região sul-sudeste do Estado de São Paulo e leste-nordeste de Estado do Paraná. In: Simpósio regional de Geologia, 3. Atas... SBG, Curitiba, p. 94-108.
- BECKER, R.D. 1982. Distribuição dos sedimentos cenozóicos na Região Metropolitana de Curitiba e sua relação com a estrutura geológica e morfológica regional. Tese (Doutorado) Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 180 p.

- BELL, F.G. 1998. Environmental Geology. Principles and Practice, Blackwell Science Ltd., 594 p.
- BERKOWITZ, B. 2002. Characterizing flow and transport in fractured geological media: A review. *Advances in Water Resources*. v. 25, p. 861-884.
- BIGARELLA, J.J. e SALAMUNI, R. 1962. Caracteres texturais dos sedimentos da Bacia de Curitiba. *Boletim da UFPR. Geologia*. Curitiba, n. 7, p. 1-164.
- BIGARELLA, J.J. e SALAMUNI, R. 1959. Notas complementares à planta geológica da cidade de Curitiba e arredores. *Boletim do Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas*. Curitiba, n. 40, p. 1-14.
- BILHAM, R. e KING, G. 1989. The morphology of strike-slip faults: examples from the San Andreas fault, California. *Journal of Geophysical Research*, 94, p. 10204-10216.
- BURBANK, D. W. e ANDERSON, R.S. 2001. Tectonic Geomorphology. Blackwell Science, USA, p. 274.
- CALADO, C. e ALMEIDA, C. 1993. Geoquímica do flúor em águas minerais da zona Centro-Ibérica. In: IX Semana de Geoquímica de Língua Portuguesa e II Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Memórias nº 3 da Univ. do Porto, Ed. Noronha, F. Marques, p. 319-323.
- CARNEIRO, C.D.R. 1996. Projeção estereográfica para análise de estruturas. Programas ESTER e TRADE. Fundamentos Teóricos, Exercícios e Aplicações em Microcomputador, Laboratório e Campo. Campinas: Co-edição CPRM / IG-UNICAMP / IPT-DIGEO, 184 p. (CPRM / IG-UNICAMP / IPT, Livro).
- CARTWRIGHT, J.A.; MANSFIELD, C.S.; TRUDGILL, B.D. 1996. The growth of normal faults by segment linkage. In: Buchanan, P.G., Nieuwland, D.A. (Eds.), *Modern Developments in Structural Interpretation, Validation and Modelling*, Geological Society of London, Special Publication, v. 99, p. 163-177.
- CASTANY, G. 1975. Prospección y Explotación de aguas subterráneas. Barcelona, España: Editorial Omega, 738 p.
- CETESB. 2004. Estudo da CETESB indica qualidade boa de águas subterráneas em SP. Disponível em: <[http://www.cetesb.sp.gov.br/noticias/004/04/29\\_agua\\_sub.asp](http://www.cetesb.sp.gov.br/noticias/004/04/29_agua_sub.asp)> Acesso em: 15 out. 2005.
- CHAVEZ-KUS, L. 2003. Análise da tectônica rúptil em rochas do embasamento da Bacia de Curitiba com vistas à determinação de áreas favoráveis à exploração de água subterrânea. Dissertação de Mestrado. Pós-Graduação DEGEOL - UFPR, 216 p.
- CHAVEZ-KUS, L. e SALAMUNI, E. 2003. Análise Estatística de dados hidrogeológicos de poços tubulares profundos do Município de Curitiba - PR. *Boletim Paranaense de Geociências*, 29 p.
- CHILTON, P.J. e FOSTER, S.S.D. 1995. Hydrogeological characterisation and water-supply potential of basement aquifers in tropical Africa. *Hydrogeology Journal*, 3(1): 36-49.
- CHRISTIE-BLICK, N. e BIDDLE, K.T. 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults, in K.T. Biddle and N. Christie-Blick, eds., *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation: SEPM, Special Publication*, v. 37, p. 1-35.
- CHUNG, C.F.; JEFFERSON, C.W.; SINGER, D.A. 1992. A quantitative link among mineral deposit modelling, geoscience mapping, and exploration-resource assessment. *Economic Geology*, v. 87, p. 194-197.
- CLAASSEN, H.C.; REDDY, M.M.; HALM, D.R. 1986. Use of the Ion in Determining Hydrologic Basin Water Budgets, A 3-Year Case Study in the San Juan Mountains, Colorado, USA. *Journal of Hydrology*, v. 85, p. 49-71.
- COMEC. 1976. Cartas planialtimétricas 1:20.000, números: A101, A102, A104, A105, A136 e A139.
- CONAMA (Conselho Nacional do Meio Ambiente). 1986. Resolução nº 020/86. Disponível em: <<http://www.mma.gov.br/port/conama/res/res86/res2086.html>> Acesso em: 12 jan. 2006.
- CONNOLLY, P. e COSGROVE, J. 1999. Prediction of static and dynamic fluid pathways within and around dilational jogs. In: McCaffrey, K., Lonergan, L., Wilkinson, J. (Eds.), *Fractures, Fluid Flow and Mineralisation*. Geological Society of London, Special Publications v. 155, p. 105-121.
- COSTA, W.D. 1965. Análise dos Fatores que Influenciam na Hidrogeologia do Cristalino. *Água Subterrânea*, Ano 1, Set-Dez, nº 4. p. 14-47
- CORDANI, H.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A ; CUNHA, F.M.B. 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência-Técnica-Petróleo*. PETROBRÁS, Seção Exploração de Petróleo, n. 15, p. 1-7.
- COUTINHO, V.M.J. 1986. Lantanita de Curitiba. *Boletim USP. Mineralogia*, n. 13, p. 119-126.
- COX, R.T. 1994. Analysis of drainage e basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible quaternary tilt-block tectonics: an example from Mississippi Embayment. *Bulletin of Geological Society of America*, Boulder, Co., n. 106, p. 571-581.
- CRISTOFOLETTI, A. 1980. Geomorfologia, São Paulo, Ed. Edgard Blucher, 2ª ed. 188 p.



- CUSTÓDIO, E. 1983a. Principios básicos de química y radioquímica de las aguas subterráneas. In: CUSTÓDIO e LLAMAS, M. R., Hidrologia subterránea. Barcelona. Ed. Omega. 2ª ed., 2308 p.
- CUSTÓDIO, E. e LLAMAS, R. 1983b. Hidrología Subterránea. Ed. Omega, v. 2, 2359 p.
- DALARMI, O. 1995. Utilização futura dos recursos hídricos da Região Metropolitana de Curitiba. Revista Técnica da SANEPAR, Curitiba, v. 4, n. 4, p. 31-43, abr/maio/jun.
- DANA, J. D. 1974. Manual de mineralogia. Rio de Janeiro: Livro técnico, 354 p.
- DVWK. 1996. Hydrogeochemische Stoffsysteme Teil 1. DVWK-Schriften, Heft 110, Bonn, 324 p.
- EPA. 1990. Vinyl Fluoride. U.S. Environmental Protection Agency. Office of Pollution Prevention and Toxics. Disponível em: < <http://www.epa.gov/opptintr/chemrtk/opptsrch.htm>> Acesso em: 22 jan. 2006.
- FEITOSA F.A.C. e FILHO J.M. 2000. Hidrogeologia, conceitos e aplicações. CPRM-Serviço Geológico do Brasil Lab. de Hidrogeologia da UFPE. Fortaleza, 2ª ed., 391 p.
- FETTER, C.W. 1994. Applied Hydrogeology. Macmillan, New York, 608 p
- FERNANDES, A.J. 2007. Tectônica Cenozóica na porção média da Bacia do rio Piracicaba e sua aplicação à hidrogeologia. Tese (Doutorado). Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia. IG-USP - São Paulo. 244 p.
- FASSBINDER, E. 1990. Análise estrutural da Falha da Lancinha – Estado do Paraná. Dissertação de Mestrado. IG-USP - São Paulo, 165 p.
- FIORI, A.P. 1985. A falha da Lancinha no pré-cambriano paranaense: reflexo de uma falha profunda. Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba, PR, v. 39, p. 3-14.
- FIORI, A.P. 1987. Aspectos estruturais e estratigráficos do Grupo Açungui e da Formação Itaiacoca no Estado do Paraná. Convênio UFFR-MINEROPAR. Curitiba, texto final, 178 p., 8 anexos.
- FIORI, A.P. 2001. Fundamentos de mecânica dos solos e das rochas. Aplicações na estabilidade de taludes. Editora da UFPR, Curitiba, 548 p.
- FRAGA, C.G. 1992. Origem de fluoreto em águas subterráneas dos sistemas aquíferos Botucatu e Serra Geral da Bacia do Paraná. São Paulo, Tese (Doutorado) IG-USP - São Paulo. 192 p.
- FUCK, R.; TREIN, E.; MARINI, O.J. 1967. Geologia e petrografia dos migmatitos do Paraná. Boletim Paranaense de Geociências. Curitiba, n. 23/25, p. 5-41.
- FÚLFARO, V.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V.; VIANNA, R.B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, 12(4): 590-610.
- GAMOND, J.F. 1983. Displacement features associated with fault zones: a comparison between observed examples and experimental models. Journal of Structural Geology, v. 5, p. 33-45.
- GASCOYNE, M. 2004. Hydrogeochemistry, groundwater ages and sources of salts in a granitic batholith on the Canadian Shield, southeastern Manitoba. Applied Geochemistry. v. 19, Issue 4, p. 519-560.
- GASCOYNE, M. 2003. Hydrogeochemistry, groundwater ages and sources of salts in a granitic batholith on the Canadian Shield, southeastern Manitoba, Appl. Geochem., v. 19, p. 519-560.
- GASCOYNE, M. e KAMINENI, D.C. 1993. The hydrogeochemistry of fractured plutonic rocks in the Canadian Shield. In: Proceedings of the International Association of Hydrogeologists Symposium, Oslo, p. 440-449.
- HARDCASTLE, K.C. 1995. Photolineament factor: A new computer-aided method for remotely fractured. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing 61 (6), p. 739-747.
- HAMILL, L. e BELL, F.G. 1986. Groundwater resources development. United Press, Cambridge, UK, 126 p.
- HARE, P.W. e GARDNER, I.W. 1985. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. In: ANNUAL BINGHAMTON GEOMORPHOLOGY SYMPOSIUM, 15. Boston, 1984. Proceedings... Boston: [S.n].
- HASUI, Y. e COSTA, J.B.S. 1996. Neotectônica: fundamentos, métodos e técnicas de análise. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZONIA, 5, Belém, Notas de curso. Belém: SBG. p. 1-20.
- HASUY, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Minas Gerais, Belo Horizonte, v. 11, n. 1, p. 1-31.
- HEM J.D. 1985. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural waters. U.S. Geological Survey Water-Supply, Paper 2254, 3. Aufl.
- HEM, J.D. 1970. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water, U.S. Geological Survey Water-Supply, Paper 1473.
- HINDI, E.C. 1999. Caracterização hidroquímica e hidrogeológica das Fontes cársticas das Bacias dos Rios Tumiri, Água comprida, fervida e das Onças-Colombo, PR. Dissertação de Mestrado. Pós-Graduação DEGEOL - UFPR, 127 p.

- HITCHON, B.; PERKINS, E.H.; GUNTER, W.D. 1999. Introduction to ground water geochemistry. Geoscience publishing, Alberta, Canada, xxx p.
- HOBBS, W.H. 1912. Earth features and their meaning. New York Macmillan Co., 506 p.
- HORTON, R.E. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. Geological Society of America Bulletin, v. 56, p. 275-370.
- HOWARD, A.D. 1967. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. Bulletin of American Association of Petroleum Geology., v. 51, p. 2246-59.
- HURTADO R.; GARDEA-TORRESDEY J.; TIEMANN K.J. 2000. Fluoride occurrence in tap water at "Los Altos de Jalisco" in the Central Mexico Region. In: Proceedings of the 2000 Conference on Hazardous Waste Research, Atas..., p. 211-219.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT). 1986. Estudo dos teores anômalos de fluoreto em águas dos aquíferos Botucatu e Serra Geral no Estado de São Paulo. São Paulo, IPT. Relatório, p. 24-123.
- IPPUC. 2005. CD-ROM Curitiba Digital. Mapa de Arruamentos de Curitiba. Mapa e Lei de Zoneamento. IPPUC, Curitiba.
- JENSEN, S.K. e DOMINGUE, J.O. 1998. Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis, 1, Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, v. 54, no. 11, p. 1593-1600.
- JOHNSON, E.E. 1972. Ground Water and Wells. Johnson Div., Universal OH Products Co., St. Paul, Minn., 440 p.
- KAESS, W. 1965. Sind Härtegrade entbehrlich? - Eine Anregung. Dtsch. Gewässerkr. Mitt., Koblenz/Rhein, 9, 3, p. 63-64.
- KELLY, P.G. e SANDERSON, D.J. 1998. Linkage and evolution of conjugate strike-slip fault zones in limestones of Somerset and Northumbria" Peacock. Journal of Structural Geology. v. 20, p. 1477-1493.
- KHANG, N.D.; WATANABEA, K.; SAEGUSAB, H. 2004. Fracture step structure: geometrical characterization and effects on fluid flow and breakthrough curve. Engineering Geology, 75, Issue 1, p. 107-127.
- KIM, G.B.; CHO, M.J.; LEE, J.Y. 2000. A study on the illustration of hydrogeological map using ArcView and AvenueTM script. In: Proceedings of Fall Meetings of the Korean Society of Soil and Groundwater Environment, Seoul, Korea, p. 211-215.
- KIM, Y-S.; ANDREWS, JR.; SANDERSON, D.J. 2001. Reactivated strike-slip faults: examples from north Cornwall, UK. Tectonophysics, v. 340, p. 173-194.
- KIM, Y-S.; PEACOCK, D.C.P.; SANDERSON, D.J. 2003. Mesoscale strike-slip faults and damage zones at Marsalforn, Gozo Island, Malta. Journal of Structural Geology, v. 25, p. 793-812.
- KIM, G-B.; LEE, J-Y.; LEE, K-K. 2004. Construction of lineament maps related to groundwater occurrence with Arcview and Avenue scripts. Computers and Geosciences, v. 30, no.9/10, p. 1117-1126.
- KIM, G. 2004. Lineament analysis for geology and groundwater field (Lineament-analysis-english-20040623.zip) pode ser obtida gratuitamente a partir da página da WEB da ESRI (Support Center). Last modified 4 July 2004. Disponível em: < <http://arcscrips.esri.com/>> Acesso em: 01 nov. 2004.
- KNOPMAN, D.S. e HOLLYDAY, E.F. 1996. Variation in specific capacity in fractured rocks, Pennsylvania. Ground Water, 31(1): 135-145.
- LEAL T.F.M.; FONTENELE, A.P.G.; PEDROTTI, J.J. 2004. Composição iônica majoritária de águas de chuva no centro da cidade de São Paulo. Química Nova, v. 27, no 6, p. 855-861.
- LEGRAND, H. E. 1958. Chemical character of water in the igneous and metamorphic rocks of North Carolina: Econ. Geology, v. 53, p. 178-189.
- LIMA, C.C. 1999. Inversão Nascente de Bacias: expressões topográficas e estruturais e implicações. In: Simpósio Nacional Estudos Tectônicos, Anais... SBG, Lençóis, 4: p. 29-30.
- LIN, J. e PARMENTIER, E.M. 1988. Quasistatic propagation of a normal fault: a fracture mechanics model. Journal of Structural Geology. v. 10, p. 249-262.
- LOPES, J.A.U. 1966. Nota explicativa da folha geológica de Curitiba. In: Boletim da Universidade Federal do Paraná. Geologia, (20): p. 1-20.
- MAACK, R. 1968. Geografia física do Estado do Paraná. Curitiba: Livraria José Olympio, 442 p.
- MACEDO, J.M.; BACOCOLI, G.; GAMBÔA, L.A.P. 1991. O Tectonismo Meso/Cenozóico da Região Sudeste. In: 2º Simpósio de Geologia do Nucleo Sudeste, São Paulo. Atas... SBGF/SP-RJ, p. 429-437.
- MACEDO, J.M. 1989. Evolução tectônica da bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. Boletim de Geociências da Petrobrás. 3(3): 159-173.

- MARTEL, S.J. e POLLARD, D.D. 1989. Mechanics of slip and fracture along small faults and simple strike-slip fault zones in granitic rock. *Journal of Geophysical Research*, 94, p. 9417-9428.
- MATTHES, G. 1994. *Lehrbuch der Hydrogeologie, Band 21: Die Beschaffenheit des Grundwassers*. Gebrüder Borntraeger Verlag, Berlin-Stuttgart, 499 p.
- MATTHES, G. 1984. The role of natural organics on water interaction with soil and rock, In: *Hydrochemical balances of freshwater systems*, p. 11-21.
- MAULDON, M.; DUNNE, W.M. e ROHRBAUGH, M.B.JR. 2001. Circular scanlines and circular windows: new tools for characterizing the geometry of fracture traces. *Journal of Structural Geology*, v. 23, p. 247-258.
- MCCAIG, A.M. 1989. Fluid flow through fault zones. *Nature*, v. 340, Issue 6235, 600 p.
- MCGRATH, A.G. e DAVIDSON, I. 1995. Damage zone geometry around fault tips. *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 1011-1024.
- MCKENZIE, D. 1984. A possible mechanism for epeirogenic uplift. *Nature*, 307, p. 616-618.
- MINISTÉRIO DE ESTADO DA SAÚDE. 2004. PORTARIA Nº 518. Brasília - DF. Disponível em: <[http://dtr2004.saude.gov.br/dab/docs/legislacao/portaria518\\_25\\_03\\_04.pdf](http://dtr2004.saude.gov.br/dab/docs/legislacao/portaria518_25_03_04.pdf)> Acesso em: 08 out. 2006.
- MOODY, J.D. e HILL, M.J. 1956. Wrench fault tectonics. *Geological Society America Bulletin*, 67, p. 1207-1246.
- MÜLLER, T. 1999. *Wörterbuch und Lexikon der Hydrogeologie*. Englisch Deutsch, Springer, Berlin, 367 p.
- ODLING, N.E.; GILLESPIE, P.A.; BOURGINE, B.; CASTAING, C.; CHILES, J.P.; CHRISTIANSEN, N.P.; EELES, M.; FILLION, E.; GENTER, A.; MADSEN, L.; OLSEN, C.; TRICE, R.; WALSH, J.J.; WATTERSON, J. 1999. Variations in fracture system geometry and their implications for fluid flow in fractured hydrocarbon reservoirs. *Petroleum Geoscience*, v. 5, p. 373-384.
- O'LEARY, D. W.; FRIEDMAN, J. D.; POHN, H. A. 1976. Lineament, linear lineation some proposed new standards for old terms. *Geological Society America Bulletin*, 87, p. 1463-1469.
- OMS (Organização Mundial da Saúde). 2006. Disponível em: <[http://www.who.int/water\\_sanitation\\_health/publications/fluoride\\_drinking\\_water/en/](http://www.who.int/water_sanitation_health/publications/fluoride_drinking_water/en/)> Acesso em: 02 dez. 2006.
- PARIZEK, R.R. e SIDDIQUI, S.H. 1969. Determining the sustained yields of wells in carbonate and fractured aquifers. In: *National Water Well Association Convention*, San Francisco, St. Louis, Missouri. p?
- PERRONI, J.C.A.; SILVA, R.B.G.; HIRATA, R.C.A.; DOZZI, L.F.S. 1985. Ocorrências de fluoreto nos aquíferos da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo. In: *SIMP. REG. GEOL. São Paulo. Anais...* SBG, São Paulo, v. 2, p. 503-514.
- PETIT, J.P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks: *Journal of Structural Geology*, v. 9, p. 597-608.
- PIPER, A.M. 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. *Trans. Am. Geophy. Union*, 25: 914-928.
- PRICE, N.J. 1968. A dynamic mechanism for the development of second order faults. In: Baer, A. J. E Norris, D. K. (eds) *Proceedings of the Conference on Research in Tectonics*. Geological Survey of Canada, p. 52-68.
- PRICE, N.J. e COSGROVE, J.W. 1990. *Analysis of Geological Structures*. Cambridge Univ. Press, London, 502 p.
- RAMSAY, I.C. e RUBER, M.L. 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology*, v. 2: *Folds and Fractures*, Academic Press, London, p. 308-700.
- REBOUÇAS, A.C. 1994. Sistema Aquífero Botucatu no Brasil. In: *CONG. BRAS. AGUAS SUBT.*, 8, Recife. Anais... Recife: ABAS. p. 500 - 509.
- RICCI, M.; PETRI, S. 1965. *Princípios de aerofotogrametria e interpretação geológica*. São Paulo: Editora Nacional, 226 p.
- RICCOMINI, C. 1989. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. São Paulo, Tese (Doutorado) IG-USP, 256 p.
- RICCOMINI, C.; TURCQ, B.; MARTIN, L. 1989. The Colônia Astrobleme. In: *ABEQUA/INQUA, International symposium on global changes in South America during the Quaternary: past, present and future*, São Paulo. Excursion field guide, 14 p.
- RIEDEL, W. 1929. Zur mechanik geologischer brucherscheinungen. Ein beitrag zum problem der fiederspaltten. *Zentralblat für Mineralogie. Verlagsbuchhandlung*, v. 1919b, p. 354-368.
- ROCHA, A.E. 1996. *Hidrogeologia da Bacia Hidrográfica do Rio Pequeno*. Curitiba. Dissertação de Mestrado. Pós-Graduação DEGEOL - UFPR, 156 p.
- ROHRBAUGH, M.B.; DUNNE JR.; W.M. e MAULDON, M. 2002. Estimating fracture trace intensity, density, and mean length using circular scan lines and windows. In: *AAPG Bulletin*, v. 86, n. 12, p. 2089-2104.

- ROSA FILHO, E.F.; LISBOA, A.A.; SCHONAU, O. 1996. O Abastecimento de Água de Curitiba: Situação atual e Proposta de Solução. In: Anais do Seminário e Workshop Internacional de Água Potável para Grandes Metrópoles - Estratégia para o Próximo Século. São Paulo: Associação brasileira de Águas Subterrâneas, v. 1. p. 1-32.
- ROSA FILHO, E.F.; BITTENCOURT, A.L.; HINDI, E.C. 1998a. Hidroquímica da Formação Guabirotuba na Porção Oriental da Bacia de Curitiba. Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba, v. 46, p. 131-139.
- ROSA FILHO, E.F.; GIUSTI, D.A.; NADAL, C.A.; HINDI, E.C. 1998b. Utilização das águas subterrâneas no abastecimento público das cidades paranaenses. Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba, v. 46, p. 13-23.
- ROSS, A.L.; FROHLICH, R.K. 1993. Fracture trace analysis with a geographic information system "GIS". Dallas, TX, United States. Bulletin of the Association of Engineering Geologists, 30, 1, p. 87-98.
- ROSTIROLLA, S.P. 1997. Alguns aspectos da avaliação de Favorabilidade em Geologia Exploratória. Revista Brasileira de Geociências, 27(4): 327-338.
- RUHLAND, M. 1973. Méthode d'étude de la fracturation naturelle des roches associées à divers modèles structuraux. Bull. Sci. Geol. Strasbourg, v. 26, p. 91-113.
- SABESP (Secretaria de Saúde S. Paulo). 1996. Resolução SS-293/96. Disponível em: <<http://www.meiofiltrante.com.br/normas.asp>> Acesso em: 11 dez. 2006.
- SALAMUNI, E.; EBERT, H. D.; HASUI, Y. 2004. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. Revista Brasileira de Geociências, v. 34, n. 4, p. 469-478.
- SALAMUNI, E.; EBERT, H. D. ; SALAMUNI, R. 1999. Contexto geológico da Formação Guabirotuba. In: Workshop sobre a Formação Guabirotuba, Curitiba - PR. Anais do Workshop sobre a Formação Guabirotuba. Curitiba - PR: Editora da UFPR, v. único, p. 01-12.
- SALAMUNI, E. 1998. Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR). Tese (Doutorado), Inst. Geoc. e Ciências Exatas. UNESP, Rio Claro (SP), 214 p.
- SANDERSON, D.J.; MARCHINI, W.R.D. 1984. Transpression. Journal of Structural Geology, v. 6, p. 449-458.
- SCHLEYER, R. e KERNDORF, H. 1992. Die Grundwasserqualität westdeutscher Trinkwasserressourcen. VCH-Verlagsgesellschaft, Weinheim.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. 1984. Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Rio de Janeiro: DNPM. 501 p.
- SCHOELLER, H. 1959. Arid Zone Hydrology, recent developments. UNESCO, Series on Arid Zone Research, no. 12.
- SCHOELLER, H. 1962. Les eaux souterraines, Ed. Masson & Cie, Paris. 642p.
- SCHREURS, G. e COLLETTA, B. 1998. Analogue modelling of faulting in zones of continental and transtension. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F. (Eds.), Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. Geological Society of London, Special Publication, v. 135, p. 59-79.
- SCHUMM S.A.; DUMONT J.F. AND HOLBROOK J.M. 2000. Active tectonics and alluvial rivers: New York, Cambridge University Press, 276 p.
- SIBSON, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. Journal of the Geological Society. London, 133, p. 191-213.
- SIBSON, R.H. 1987. Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. Geology, v. 15, p. 701-704.
- SIGA JÚNIOR, O.; BASEI, M. A. S.; REIS NETO, J. M.; MACHIAVELLI, A.; HARARA, O. M. 1995. O Complexo Atuba: um cinturão Paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozóico. Boletim IG-USP: Série Científica, v. 26, p. 69-98.
- SILVA, J.S.S.; HIRATA, R.A.C.; FLORES, E.L.M.; DRESSLER, V.L. 2002. Novas hipóteses sobre a origem do flúor no sistema aquífero Guarani na Depressão Central gaúcha, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 12. Florianópolis: ABAS, CD-ROM.
- SINGHAL, B.B.S. e GUPTA, R.P. 1999. Applied Hydrogeology of Fractured Rocks. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 400 p.
- SMELLIE, J.A.T.; LAAKSOHARJU, M.; WIKBERG, P. 1995. Aspö, SE Sweden: a natural groundwater flow model derived from hydrogeochemical observations. Journal of Hydrology, v. 172, no 1, p. 147-169 (23).
- SOARES, P.C.; MENESES, P.R. et. alli. 1982 - Lineamentos em imagens Landsat e radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. 2 Simp. Bras. de Sens. Remoto, Brasília, DF. Anais v.1 p. 143-156.

- SOARES, P.C. e FIORI, A.P. 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. *Notícia Geomorfológica*, v. 16, n. 32, p. 71-104.
- SOUZA FILHO, E.E. 1993. Tectônica da região do Rio Claro-Piracicaba, Domo da Pitanga. In: *Simpósio Regional de Geologia*, 4, São Paulo. Atas... SBG, p. 191-196.
- SPITZNER, R. 1953. Sobre a ocorrência de um minério de terras raras na bacia sedimentar de Curitiba. Curitiba: Banco de Desenvolvimento do Paraná. (Inédito).
- SRTM. 2003. Shuttle Radar Topography Mission. Disponível em: <<http://seamless.usgs.gov/>> Acesso em: 02 nov. 2003.
- STACEY, F. D. 1977. *Physics of the earth*. Frank D. John Wiley and Sons, Ltd., London, 2<sup>o</sup> ed., 414 p.
- STEFANICK, M. e JURDY, D.M. 1992. Stress observations and driving force models for the South American Plate. *Journal of Geophysical Research*. Washington, D.C., v. 97, n. B 8, p. 11905-11913.
- STEWART, I.S. e HANCOCK, P.L. 1994. Neotectonics, In: HANCOCK, P.L., ed., *Continental Deformation*. Pergamon Press, p. 370-409.
- STOBER, I. 1995. *Die Wasserführung des kristallinen Grundgebirges*. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 191 p.
- STRUNZ, H. 1974. Granites and pegmatites in Eastern Bavaria. *Fortschr. Miner.* 52, Beih. 1, p. 1-32.
- STRUNZ, H. 1970. *Mineralogische Tabellen*, 5. Aufl., Akademische Verlagsges. Leipzig, 621 p.
- SUDERSHA. 2007. Principais Unidades Aquíferas do Estado do Paraná. Disponível em: <<http://www.suderhsa.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=50>> Acesso em: 09 agost. 2007.
- SUMMERFIELD, M.A. 2000. *Geomorphology and Global Tectonics*. Wiley, Chichester, 367 p.
- SUMMERFIELD, M.A. 1991. *Global Geomorphology*. Singapore, Longman Scientific & Technical, 537 p.
- SVS/MS. 1998. Ministério da Saúde. Secretaria de Vigilância Sanitária ... Decreto nº 2181, de 20 de março de 1997; Portaria nº 36, de 13 de janeiro de 1998.
- SYLVESTER, A.G. 1988. Strike-slip faults. *Geological Society America Bulletin*, California, v. 100, p. 1666-1703.
- TCHALENKO, J.S. e AMBRASEYS, N.N. 1970. Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Geological Society America Bulletin*, v. 81, p. 4-60.
- TORRES, H.H.F. 1994. Metodologia para estudo Neotectônicos Regionais: o caso João Câmara. Recife: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM. 50 p., il., Série Publicações especiais, v. 3.
- TRESCASES, J.J.; FORTIN, N.; MELFI, A.; NAHON, D. 1986. Rare earth elements accumulation in lateritic weathering of pliocene sediments Curitiba Basin (Brazil). In: *International Meeting Geochemistry of the Earth Surface and Processes of Mineral Formation*. Granada, p. 259-272.
- TRIPP, G.I. e VEARN, J.R. 2004. Fault/fracture density and mineralization: a contouring method for targeting in gold exploration. *Journal of Structural Geology*, v. 26, p. 1087-1108.
- TURNER, F.J. 1957. Lineation, symmetry and internal movement in monoclinic tectonite fabrics. *Geological Society America Bulletin*, 68, p. 1-17.
- TURNER, F.J. 1953. Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles. *Am. J. Sci.*, 251: 276-298. New Haven. CT.
- TWISS, R.J. e MOORES, E.M. 1992. *Structural Geology*. W.H. Freeman & Co., 532 p.
- UNESCO. 1984. *Groundwater in hard rocks (Studies and Reports in Hydrology nº33)*, UNESCO, Paris. 228 p.
- USGS. 2004. EROS Data Center. Data Services Branch. Seamless Data Distribution System. Disponível em: <<http://seamless.usgs.gov/>> Acesso em: 12 jan. 2005.
- VASCONCELLOS, E.M.G.; BIONDI, J.C.; VANZELA, G.A. 2002. Caracterização petrográfica de diques de lamprófito na porção leste do Estado do Paraná.. In: *41º Congresso Brasileiro de Geologia*, 2002, João Pessoa. *Anais do 41º Congresso Brasileiro de Geologia*. João Pessoa : Sociedade Brasileira de Geologia, 2002. v. 1. p. 545-545.
- WATANABE, K.; SUGIMURA, Y.; MORITA, Y.; TANAKA, T. 1997. Channel network modeling of the fractured granite in the Himachi area, Japan. In: Kanaori, Y. *Earthquake proof design and active faults*. Elsevier Sci, p. 247-262.
- WAY, D.S. 1973. *Terrain Analysis*. 2. ed. Stroudsburg : Dowden, Hutchinson & Ross, 1978. 438 p.
- WEDEPOHL, K.H. 1978. *Handbook of geochemistry*, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. v. I-VI. - 2300 p.
- WHITE, R.S. e MCKENZIE, D.P. 1989. Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 7685-7729.

- WILCOX, R.E.; HARDING, T.P.; SEELY, D.R. 1973. Basin wrench tectonics. Buletin American Association of Petroleum Geologists. Tulsa, v. 57, p. 74-96.
- WILLEMSE, E.J.M. e POLLARD, D.D. 1998. On the orientation and patterns of wing cracks and solution surfaces at the tips of a sliding flaw or fault. Journal of Geophysical Research, v. 103, p. 2427- 2438.
- YOSHIDA, H.; AOKI, K.; SEMBA, T.; OTA, K.; AMANO, K.; HAMA, K.; KAWAMURA, M.; TSUBOTA, K. 2000. Overview of the stability and barrier functions of the granitic geosphere at the Kamaishi Mine: relevance to radioactive waste disposal in Japan. Engineering Geology v. 56, p. 151-162.
- ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; APPI, V.T.; NETO, E.V.S.; CERQUEIRA, J.R.; MARQUES, A. 1990. The Paraná Basin, Brazil. Tulsa: AAPG Memoir 51, p. 681-708.
- ZALAN, P.V.; WOLF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; ASTOLFI, M.A.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A; MARQUES, A. 1988. Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. In: Seventh International Gondwana Symposium, Gondwana seven: proceeding, São Paulo, Brazil, p. 83-117.
- ZHANG, X.; HARKNESS, R. M. E LAST, N. C. 1992. Evaluation of connectivity characteristics of naturally jointed rock masses. Engineering Geology, v. 33, p. 11-30.
- ZHANG, X. 1990. Estimation of conectivity characteristics of naturally jointed rock masses. Engeneering Geology, v. 14, p. 367-377.
- ZOBACK, M.D. 1992. First and second order patterns of stress in lithosphere: the World Stress Map Project. Journal of Geophysical Research. Washington, D.C., v. 97, p. 11703-11728.



## ANEXO 01

Tabela 4.1: Dados estruturais de campo da Pedreira Central empregados para a solução dos campos de tensão, com base nos métodos de Turner (1957), Angelier e Mechler (1977) e Arthaud, 1969).

Medidas para os cálculos com o programa Stereonett v. 2.4

| DIR_CLAR | MERG_CLAR | Type | Comment   |
|----------|-----------|------|-----------|
| 91,0     | 80,0      | P    |           |
| 1,0      | 25,0      | L    | //Normal  |
| 92,0     | 85,0      | P    |           |
| 2,0      | 12,0      | L    | //Normal  |
| 92,0     | 85,0      | P    |           |
| 2,0      | 2,0       | L    | //Normal  |
| 111,0    | 83,0      | P    |           |
| 20,0     | 33,0      | L    | //Normal  |
| 112,0    | 85,0      | P    |           |
| 22,0     | 10,0      | L    | //Normal  |
| 116,0    | 89,0      | P    |           |
| 26,0     | 30,0      | L    | //Normal  |
| 119,0    | 84,0      | P    |           |
| 30,0     | 4,0       | L    | //Normal  |
| 122,0    | 82,0      | P    |           |
| 30,0     | 10,0      | L    | //Normal  |
| 115,0    | 85,0      | P    |           |
| 25,0     | 11,0      | L    | //Reverse |
| 295,0    | 88,0      | P    |           |
| 25,0     | 5,0       | L    | //Reverse |
| 299,0    | 87,0      | P    |           |
| 30,0     | 11,0      | L    | //Reverse |
| 60,0     | 88,0      | P    |           |
| 330,0    | 5,0       | L    | //Reverse |
| 57,0     | 85,0      | P    |           |
| 330,0    | 11,0      | L    | //Reverse |
| 262,0    | 85,0      | P    |           |
| 354,0    | 5,0       | L    | //Normal  |
| 60,0     | 87,0      | P    |           |
| 330,0    | 5,0       | L    | //Normal  |
| 290,0    | 82,0      | P    |           |
| 202,0    | 12,0      | L    | //Reverse |
| 300,0    | 85,0      | P    |           |
| 210,0    | 15,0      | L    | //Reverse |
| 110,0    | 87,0      | P    |           |
| 199,0    | 7,0       | L    | //Normal  |
| 110,0    | 81,0      | P    |           |
| 200,0    | 12,0      | L    | //Normal  |
| 110,0    | 81,0      | P    |           |
| 200,0    | 11,0      | L    | //Normal  |
| 292,0    | 89,0      | P    |           |
| 202,0    | 27,0      | L    | //Normal  |
| 115,0    | 85,0      | P    |           |
| 205,0    | 5,0       | L    | //Normal  |
| 295,0    | 89,0      | P    |           |
| 206,0    | 17,0      | L    | //Normal  |
| 118,0    | 80,0      | P    |           |
| 210,0    | 6,0       | L    | //Normal  |
| 140,0    | 82,0      | P    |           |
| 230,0    | 5,0       | L    | //Normal  |
| 60,0     | 87,0      | P    |           |
| 150,0    | 12,0      | L    | //Normal  |
| 60,0     | 82,0      | P    |           |
| 334,0    | 12,0      | L    | //Reverse |
| 65,0     | 80,0      | P    | //Reverse |
| 337,0    | 8,0       | L    | //Reverse |
| 62,0     | 85,0      | P    | //Reverse |

|       |      |   |           |
|-------|------|---|-----------|
| 335,0 | 15,0 | L | //Reverse |
| 220,0 | 84,0 | P |           |
| 135,0 | 10,0 | L | //Reverse |
| 60,0  | 87,0 | P |           |
| 150,0 | 12,0 | L | //Normal  |
| 105,0 | 70,0 | P |           |
| 15,0  | 4,0  | L | //Normal  |
| 118,0 | 80,0 | P |           |
| 210,0 | 6,0  | L | //Normal  |
| 262,0 | 85,0 | P |           |
| 354,0 | 5,0  | L | //Normal  |
| 300,0 | 80,0 | P |           |
| 210,0 | 4,0  | L | //Reverse |
| 310,0 | 78,0 | P |           |
| 220,0 | 5,0  | L | //Reverse |
| 100,0 | 84,0 | P |           |
| 189,0 | 8,0  | L | //Reverse |
| 60,0  | 88,0 | P |           |
| 330,0 | 5,0  | L | //Reverse |
| 120,0 | 78,0 | P |           |
| 30,0  | 4,0  | L | //Reverse |
| 220,0 | 84,0 | P |           |
| 312,0 | 10,0 | L | //Normal  |
| 91,0  | 80,0 | P |           |
| 1,0   | 25,0 | L | //Normal  |
| 92,0  | 85,0 | P |           |
| 2,0   | 12,0 | L | //Normal  |
| 92,0  | 85,0 | P |           |
| 2,0   | 2,0  | L | //Normal  |
| 111,0 | 83,0 | P |           |
| 20,0  | 33,0 | L | //Normal  |
| 112,0 | 85,0 | P |           |
| 22,0  | 10,0 | L | //Normal  |
| 116,0 | 89,0 | P |           |
| 26,0  | 30,0 | L | //Normal  |
| 119,0 | 84,0 | P |           |
| 30,0  | 4,0  | L | //Normal  |
| 122,0 | 82,0 | P |           |
| 30,0  | 10,0 | L | //Normal  |
| 115,0 | 85,0 | P |           |
| 25,0  | 11,0 | L | //Reverse |
| 295,0 | 88,0 | P |           |
| 25,0  | 5,0  | L | //Reverse |
| 299,0 | 87,0 | P |           |
| 30,0  | 11,0 | L | //Reverse |
| 60,0  | 88,0 | P |           |
| 330,0 | 5,0  | L | //Reverse |
| 57,0  | 85,0 | P |           |
| 330,0 | 11,0 | L | //Reverse |
| 262,0 | 85,0 | P |           |
| 354,0 | 5,0  | L | //Normal  |
| 60,0  | 87,0 | P |           |
| 330,0 | 5,0  | L | //Normal  |
| 290,0 | 82,0 | P |           |
| 202,0 | 12,0 | L | //Reverse |
| 300,0 | 85,0 | P |           |
| 210,0 | 15,0 | L | //Reverse |
| 110,0 | 87,0 | P |           |
| 199,0 | 7,0  | L | //Normal  |
| 110,0 | 81,0 | P |           |
| 200,0 | 12,0 | L | //Normal  |
| 110,0 | 81,0 | P |           |
| 200,0 | 11,0 | L | //Normal  |

## ANEXO 02

Tabela 5.1: Fatores calculados de simetria e/ou assimetria para as sub-bacias formadoras da Bacia do Alto rio Iguaçu. (id = número identificador das sub-bacias que podem ser visualizadas na Figura 7.17).

| Id | T   | Dd     | Da    | Influência Tectonica     | FA (km2) | AT (km2) | AF (km2) | Basculamento    |
|----|-----|--------|-------|--------------------------|----------|----------|----------|-----------------|
| 1  | 0,5 | 2383,8 | 1,2   | medianamente tectonizada | 57,9     | 76,3     | 44,2     | margem direita  |
| 2  | 0,6 | 1339,5 | 821,0 | muito tectonizada        | 36,3     | 22,7     | 8,2      | margem esquerda |
| 3  | 0,7 | 2793,5 | 2,0   | pouco tectonizada        | 64,3     | 20,7     | 13,3     | margem direita  |
| 4  | 0,5 | 1291,9 | 627,2 | muito tectonizada        | 40,7     | 75,1     | 30,5     | margem esquerda |
| 5  | 0,2 | 2978,5 | 741,0 | medianamente tectonizada | 61,5     | 115,8    | 71,3     | margem direita  |
| 6  | 0,2 | 4424,9 | 1,0   | muito tectonizada        | 65,4     | 45,7     | 29,9     | margem direita  |
| 7  | 0,5 | 1247,9 | 663,4 | pouco tectonizada        | 47,2     | 8,7      | 4,1      | pouco evidente  |
| 8  | 0,5 | 1479,8 | 713,5 | muito tectonizada        | 40,7     | 102,9    | 41,9     | margem esquerda |
| 9  | 0,5 | 2145,3 | 1,0   | muito tectonizada        | 33,0     | 127,1    | 41,9     | margem esquerda |
| 10 | 0,5 | 2671,9 | 1,3   | muito tectonizada        | 37,3     | 87,4     | 32,6     | margem esquerda |
| 11 | 0,5 | 922,6  | 472,8 | muito tectonizada        | 26,2     | 33,6     | 8,8      | margem esquerda |
| 12 | 0,3 | 2763,3 | 850,9 | muito tectonizada        | 44,9     | 207,2    | 93,0     | margem esquerda |
| 13 | 0,2 | 1369,4 | 323,1 | muito tectonizada        | 36,7     | 202,4    | 74,2     | margem esquerda |
| 14 | 0,5 | 3595,5 | 1,7   | medianamente tectonizada | 47,1     | 229,3    | 108,0    | pouco evidente  |
| 15 | 0,2 | 2601,9 | 418,0 | medianamente tectonizada | 41,6     | 17,6     | 7,3      | margem esquerda |
| 16 | 1,2 | 1119,3 | 1,3   | muito tectonizada        | 35,9     | 76,7     | 27,5     | margem esquerda |
| 17 | 0,9 | 3654,5 | 3,2   | muito tectonizada        | 38,1     | 24,1     | 9,2      | margem esquerda |
| 18 | 0,8 | 3135,5 | 2,5   | muito tectonizada        | 54,1     | 58,3     | 31,5     | margem direita  |
| 19 | 0,6 | 3100,6 | 2,0   | muito tectonizada        | 71,2     | 70,7     | 50,3     | margem direita  |
| 20 | 0,6 | 2441,9 | 1,6   | muito tectonizada        | 72,8     | 133,2    | 97,0     | margem direita  |
| 21 | 0,8 | 2848,6 | 2,2   | medianamente tectonizada | 46,6     | 12,3     | 5,7      | margem esquerda |
| 22 | 0,9 | 3141,2 | 2,7   | muito tectonizada        | 38,7     | 5,5      | 2,1      | margem esquerda |
| 23 | 0,5 | 5524,0 | 2,8   | medianamente tectonizada | 50,2     | 10,5     | 5,3      | pouco evidente  |
| 24 | 0,6 | 1063,9 | 646,9 | pouco tectonizada        | 43,3     | 15,2     | 6,6      | margem esquerda |
| 25 | 0,7 | 821,3  | 606,4 | pouco tectonizada        | 58,1     | 12,5     | 7,2      | margem direita  |
| 26 | 0,5 | 1627,6 | 830,6 | muito tectonizada        | 32,0     | 19,0     | 6,1      | margem esquerda |
| 27 | 0,5 | 1008,3 | 530,2 | muito tectonizada        | 25,8     | 23,1     | 5,9      | margem esquerda |
| 28 | 0,7 | 1709,1 | 1,2   | muito tectonizada        | 44,5     | 66,6     | 29,6     | margem esquerda |
| 29 | 0,7 | 1824,1 | 1,3   | muito tectonizada        | 56,7     | 35,1     | 19,9     | margem direita  |
| 30 | 0,6 | 2465,0 | 1,5   | muito tectonizada        | 50,3     | 83,0     | 41,7     | pouco evidente  |
| 31 | 0,6 | 737,7  | 429,0 | medianamente tectonizada | 43,2     | 5,5      | 2,4      | margem esquerda |
| 32 | 0,7 | 466,9  | 344,1 | muito tectonizada        | 39,9     | 2,9      | 1,1      | margem esquerda |
| 33 | 0,3 | 857,6  | 285,0 | pouco tectonizada        | 59,1     | 4,2      | 2,5      | margem direita  |
| 34 | 0,6 | 2245,0 | 1,3   | medianamente tectonizada | 60,2     | 117,6    | 70,7     | margem direita  |
| 35 | 0,5 | 3147,2 | 1,6   | medianamente tectonizada | 61,9     | 124,3    | 76,9     | margem direita  |
| 36 | 0,8 | 3098,4 | 2,3   | muito tectonizada        | 38,6     | 65,6     | 25,3     | margem esquerda |
| 37 | 0,5 | 1472,1 | 771,9 | medianamente tectonizada | 71,4     | 42,8     | 30,6     | margem direita  |

## ANEXO 03

A tabela base com o cadastro hidrogeológico da Tese onde constam os dados dos poços tubulares profundos na região metropolitana de Curitiba (1672 casos), encontra-se em CD,  
Anexo 3 - arquivo digital.

## ANEXO 04

A tabela com as variáveis físico-químicas das amostras de água coletadas dos poços tubulares profundos perfurados na região metropolitana de Curitiba (476 casos), encontra-se em CD,

Anexo 4 - arquivo digital.